

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

PARAMÉTRAGE DES NUAGES DE CONVECTION RESTREINTE

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE L'ATMOSPHÈRE

PAR

CYNTHIA PAPON

FEVRIER 2010

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Ce super voyage à travers la maîtrise a débuté par une rencontre avec René Laprise et Pascale Martineu. Je commence donc par les remercier tous deux de m'avoir donné ma chance au département de Sciences de l'Atmosphère et de m'avoir prise en stage au centre ESCER. Je sortais de mes fils et circuits de microélectronique, et j'ai eu plein de choses à apprendre, des hautes pressions et des basses pressions, tout a été de la partie ! Merci donc à tous les professeurs qui ont eu la patience de nous enseigner au milieu des grèves et d'une classe exceptionnellement bondée.

Un merci énorme à mon directeur, qui a fait preuve de patience, d'explications, qui a aussi gâté ses élèves en leur offrant de voyager pour des conférences et des workshops : c'est une chance inestimable, sans compter le bonheur de voyager ! Merci pour son financement qui m'a mise à l'abri des soucis primaires et m'a permis de me concentrer sur mon travail de recherche. Et merci pour son infinie patience aussi en ce qui concerne mon congé maternité, je suis heureuse d'avoir pu prendre une longue pause sans avoir dû abandonner ce projet sur lequel j'avais déjà tant travaillé.

Un immense merci aussi à ma co-directrice, Dominique Paquin, qui m'a soutenue dans ce long trajet, avec assiduité, voir avec insistance, ce qui m'a permis de tenir jusqu'à la dernière ligne. Ses explications et ses conseils m'ont souvent éclairée.

Et merci à Yanjun Jiao, qui a partagé son savoir et son temps avec grande générosité et sans jamais me renvoyer bredouille malgré mon grand nombre de questions.

Il est dur d'imaginer quand on commence une maîtrise, la richesse des gens qu'on va apprendre à connaître ! J'ai adoré partager mes réflexions, mes repas, quelques bières et

même quelques voyages avec mes compagnons de labeur : Marko Marković, Jean-Philippe Paquin, Etienne Tourigny, Philippe Roy, Jonathan Mainville, Martin Leduc, Leo Separovic, Elena Pison et d'autres aussi.

Bien sûr, il aurait été impossible de faire ce projet sans l'appui de ma maman et tout particulièrement de mon conjoint Fabrice Rousselle. Leur confiance en moi, leur bonne humeur et leur compagnie sans faille m'ont permis de me lancer, de continuer, de me relever, de me hisser, de redémarrer et enfin, de finaliser !

Et pour terminer je dédicace ces derniers mots à mon rayon de soleil au milieu de ces nuages de beau temps : à mon fils Nils.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES	v
INTRODUCTION	1
CHAPITRE I	
ANATOMIE DE LA CONVECTION RESTREINTE ET DE SES NUAGES	15
1.1 Quelques rappels de thermodynamique dans l'atmosphère	16
1.2 Niveaux thermodynamiques des nuages de convection	18
1.3 Classification des cumulus	21
1.4 Paramétrage de la convection	22
CHAPITRE II	
PRÉSENTATION DU MODÈLE RÉGIONAL ET DE SES PARAMÉTRAGES . .	29
2.1 Description du MRCC	29
2.2 Paramétrage des nuages dans le MRCC	32
2.2.1 Paramétrage d'Albrecht	34
2.2.2 Variante pour le paramétrage d'Albrecht	35
2.2.3 Paramétrage d'Haiden : généralisation du paramétrage d'Albrecht . . .	37
2.2.4 Les quantités d'eau liquide reliées à la convection restreinte	37
CHAPITRE III	
VALIDATIONS DANS UN MODÈLE COLONNE	41
CHAPITRE IV	
EXPÉRIENCE DU GPCI AVEC LE MRCC	49
4.1 Description de l'expérience du GPCI	49
4.2 Résultats généraux des modèles pour l'étude d'intercomparaison d'EUROCS. .	51
4.3 Résultats des différents paramétrages de nuages de convection restreinte dans le MRCC	54
4.3.1 Paramétrage d'Albrecht comparé au MRCC de base	54

4.3.2	Paramétrage d'Albrecht modifié	56
4.3.3	Paramétrage d'Haiden	58
4.3.4	Impact sur le rayonnement des différents paramétrages des nuages de convection restreinte	59
4.3.5	La précipitation des nuages de convection restreinte	60
CONCLUSION		71
APPENDICE A		
LISTE DES ACRONYMES ET SYMBOLES		75
BIBLIOGRAPHIE		81

LISTE DES FIGURES

1	Schéma des rétroactions liées aux nuages	3
2	Schéma de cumulus dans l'atmosphère	5
3	Moyenne annuelle des cumulus durant la journée	6
4	a) Carte des différentes circulations à grande échelle ; b) Schéma de la circulation à grande échelle dans les alizés	8
5	Fonction de densité de probabilité des régimes dynamiques	10
6	Figures des deux expériences tirées de Bony et al. 2004 [Bony, S. et al., 2004] pour 3 modèles climatiques	12
1-1	Schéma du profil vertical d'un sondage représentant l'environnement ainsi qu'un nuage en ascension - tiré du livre de R.B. Stull [Stull, 1988] et modifié.	20
1-2	Les 3 types de nuages de convection, en fonction de l'altitude, définis par R.B. Stull [Stull, 1988] : actif, passif et forcé	23
1-3	(a) Dynamiques du nuage ; (b) Schéma du modèle de flux de masse	25
2-1	Physique dans le MRCC pour le schéma des nuages et sa dépendance au schéma de convection.	33
2-2	Isolignes de la couverture nuageuse	36
3-1	Site SGP-ARM pour l'expérience d'intercomparaison	43

3-2	Couverture nuageuse totale et eau liquide	44
3-3	Profil vertical de la couverture nuageuse	45
3-4	Différence entre les résultats du modèle avec Albrecht et le modèle sans paramétrage	47
3-5	Différence entre les résultats du modèle avec Albrecht et le modèle sans eau liquide	48
4-1	Température à la surface de l'eau pour l'expérience du GPCI	50
4-2	Domaine d'étude du MRCC dans le cadre de l'expérience du GPCI	51
4-3	a) Couverture nuageuse totale en fonction de la latitude b) Quantité d'eau liquide intégrée verticalement (LWP) en fonction de la latitude c) Flux de radiation solaire incident à la surface	52
4-4	Résultats des réanalyses ERA40 pour la vitesse verticale à grande échelle et l'humidité relative, toutes deux en fonction de la latitude nord et de l'altitude.	54
4-5	Structures verticales pour 2 paramétrages de la couverture nuageuse de convection restreinte dans le MRCCbase : Albrecht versus MRCCbase	62
4-6	a) Couverture nuageuse moyennée lorsque la convection restreinte est enclenchée c) Fréquence de déclenchement de la convection restreinte ainsi que les altitudes moyennes de la base (d) et du sommet (b) de la convection restreinte pour les 2 paramétrages de cumulus, Albrecht versus original	63
4-7	Structures verticales pour 2 paramétrages de la couverture nuageuse de convection restreinte dans le MRCCbase : Albrecht modifié et MRCCbase	64

4-8	a) Couverture nuageuse moyennée lorsque la convection restreinte est enclenchée c) Fréquence de déclenchement de la convection restreinte ainsi que les altitudes moyennes de la base (d) et du sommet (b) de la convection restreinte pour les 2 paramétrages de cumulus, Albrecht modifié versus original	65
4-9	a) Couverture nuageuse moyennée lorsque la convection restreinte est enclenchée c) Fréquence de déclenchement de la convection restreinte ainsi que les altitudes moyennes de la base (d) et du sommet (b) de la convection restreinte pour les 2 paramétrages de cumulus, Haiden versus original . . .	66
4-10	Rayonnement solaire incident à la surface	67
4-11	Pour le MRCC avec le paramétrage d'Albrecht avec et sans précipitation. Sont présentés : le taux de précipitation convective, la fréquence de déclenchement de la convection restreinte (CR), les profondeurs et hauteurs moyennes de la CR et l'eau liquide intégrée verticalement, tous en fonction de la latitude. Aussi, la coupe verticale de la couverture nuageuse de CR.	68
4-12	Profils pour le MRCC avec le paramétrage d'Albrecht avec et sans précipitation de convection restreinte	69

RÉSUMÉ

Les nuages de convection restreinte sont omniprésents au-dessus de l'Océan Tropical et durant l'été dans la couche limite des latitudes moyennes . Ils ont un impact sur la structure thermodynamique de la basse atmosphère et, par le biais de leur interaction avec la radiation solaire, ils influencent le budget énergétique à la surface. Dans ce projet, nous introduisons un paramétrage des nuages de convection restreinte dans le Modèle Régional Canadien du Climat (MRCC). Ce paramétrage est couplé au schéma de convection, qui est celui de Bechtold-Kain-Fritsch. La représentation de ces nuages ainsi que du MRCC avec ce paramétrage est évalué au-dessus du Pacifique selon le protocole du GEWEX Pacific Cross-section Intercomparaison (GPCI).

Mots clés : convection restreinte, paramétrage de la couverture nuageuse, modèles régionaux du climat.

INTRODUCTION

Modèle climatique et problématique

La résolution des modèles climatiques est contrainte par les coûts de calculs, qui demandent un équilibre entre la taille de maille des schémas et le temps requis pour obtenir les résultats. Les modèles climatiques régionaux, en limitant la simulation à une aire restreinte du globe, permettent d'augmenter la taille de maille qui a actuellement une valeur typique de 10 à 50 kilomètres, par rapport à environ 250 kilomètres pour un modèle global. Lorsqu'un processus se produit à une échelle inférieure à la taille de maille d'un modèle, sa description doit se faire en fonction d'autres paramètres, de plus grande échelle, dont les valeurs sont calculées aux points de grille : c'est le paramétrage. Plusieurs processus physiques du système climatique nécessitent un paramétrage dans un modèle régional, dont le rayonnement, les processus de couche limite et la convection. Ils interagissent les uns avec les autres dans le temps et dans l'espace. L'introduction d'un même paramétrage dans différents modèles donnera des résultats différents. A plus forte raison, le fait d'avoir différents paramétrages dans les modèles climatiques est une source importante de variations lors des simulations.

Dans les interactions entre les processus climatiques exprimés dans un modèle se produisent des rétroactions : le résultat d'un processus initial provoque, dans un second processus, des changements qui agissent à leur tour sur le processus initial. Une rétroaction positive renforce le processus initial, et une rétroaction négative l'atténue [RNCAN, 2007].

Une partie de la dispersion des résultats des différents modèles et l'incertitude qui y est associée proviennent des rétroactions dues aux variables calculées dans les paramétrages

des nuages. En particulier, les variations du rayonnement solaire en fonction de la couverture nuageuse dans la couche limite, et de façon moins importante des nuages de niveau moyen, constituent la plus grande source de différences dans ces rétroactions. La représentation relativement pauvre de ces nuages fait donc encore aujourd’hui l’objet de nombreux développements. [(IPCC-WGI.), Alley et Arblaster, 2007]

Afin de mieux comprendre ces rétroactions, ainsi que leur réponse sur le rayonnement, il est important de connaître les processus des différents types de nuages et leur variation lors de perturbations dans les forçages. La présence des nuages et leur quantité sont sensibles à la fois à la structure thermodynamique de l’atmosphère et à la circulation à grande échelle. Aussi, la température dépend de la couverture nuageuse, puisqu’elle influence directement le budget radiatif. Schématiquement nous avons la situation décrite par la figure 1. Les interactions sont reliées entre elles et il peut être difficile d’en départager les effets de rétroaction et à quoi les attribuer.

Les nuages de convection restreinte ont un rayon et une profondeur qui peuvent varier de quelques mètres à environ deux kilomètres, et sont plus petits que la grille des modèles, même régionaux. Il faut donc les paramétrer. Le but de ce projet est d’implémenter le paramétrage d’Albrecht pour décrire la couverture nuageuse des cumulus dans le Modèle Régional Canadien du Climat (MRCC) [Caya et Laprise, 1999], en faisant un lien physique via les variables d’eau du schéma de convection.

Ces nuages représentent une source importante d’incertitude dans les alizés. Leur réponse radiative a un impact dans les tropiques mais aussi dans les latitudes moyennes par le biais des interactions entre la température à la surface de la mer et la circulation à grande échelle.

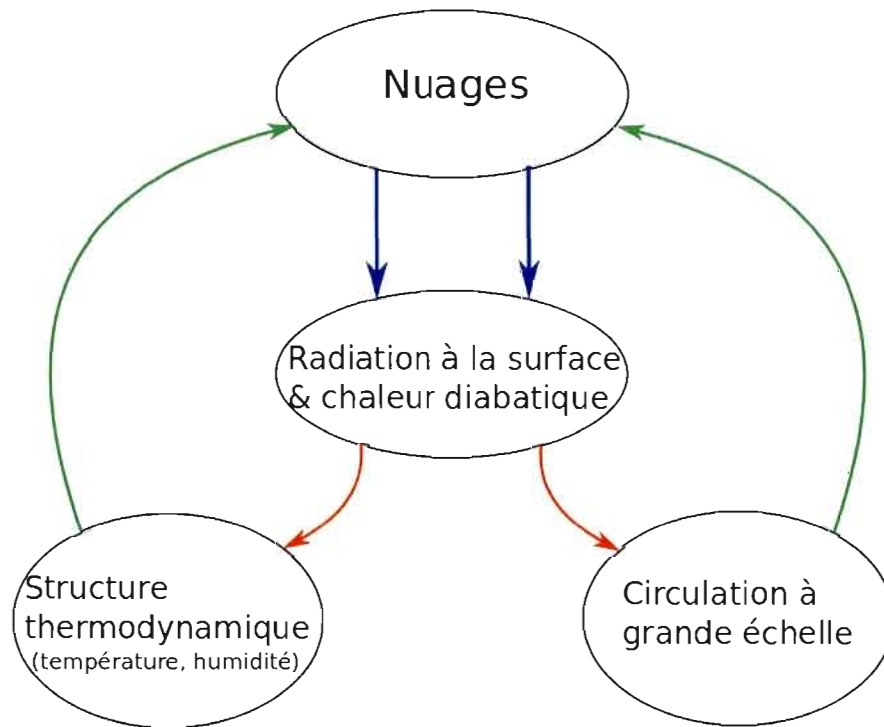


Figure 1 Schéma des rétroactions liées aux nuages : ils ont un impact direct sur la circulation à travers la chaleur latente mais aussi indirectement par leur action sur les flux de radiation à la surface ainsi que sur la température à la surface. De même, ces processus physiques et dynamiques modulent la couverture nuageuse.

Présentation des nuages

De nombreux types de nuages existent dans l'atmosphère. Ils diffèrent, entre autres, par leur forme, profondeur, altitude, propriétés optiques, et par la distribution spatiale qu'ils occupent. L'impact qu'ils ont sur le système climatique est tout aussi varié. Ils font partie intégrante du cycle hydrologique, interagissent avec le rayonnement, et de ce fait influencent la température à la surface de la Terre, et ils redistribuent la masse dans l'atmosphère, ce qui y modifie le profil thermodynamique. Une classification des nuages basée sur leur morphologie a été proposée fin 1802 par Luke Howard et, bien qu'elle ait été modifiée pour des aspects plus physiques, elle reste toujours utilisée. Il a distingué 4 catégories :

- les cumulus (latin pour tas), décrits comme des petits tas convexes ou coniques, qui se développent vers le haut à partir d'une base horizontale.
- les stratus (latin pour couche), décrits comme une feuille horizontale à large étendue qui se développe à partir du dessous.
- les cirrus (latin pour boucle de cheveu), décrits comme des fibres flexibles et parallèles, se développant possiblement dans toutes les directions.
- les nimbus (latin pour pluie), nuages desquels la pluie tombe.

Howard ajoute à ces 4 sortes de nuages les types définis par un mélange de 2 ou plusieurs de ces classes.

Dans ce mémoire, nous nous intéressons aux nuages de convection restreinte. Ils forment des petits tas et sont donc nommés cumulus de façon générique. Ces nuages sont la partie visible du processus de convection de parcelles d'air humide dans l'atmosphère. La convection restreinte est, comme son nom l'indique, restreinte en-dessous d'une certaine altitude, qui correspond au sommet de la couche limite, généralement chapeauté par une

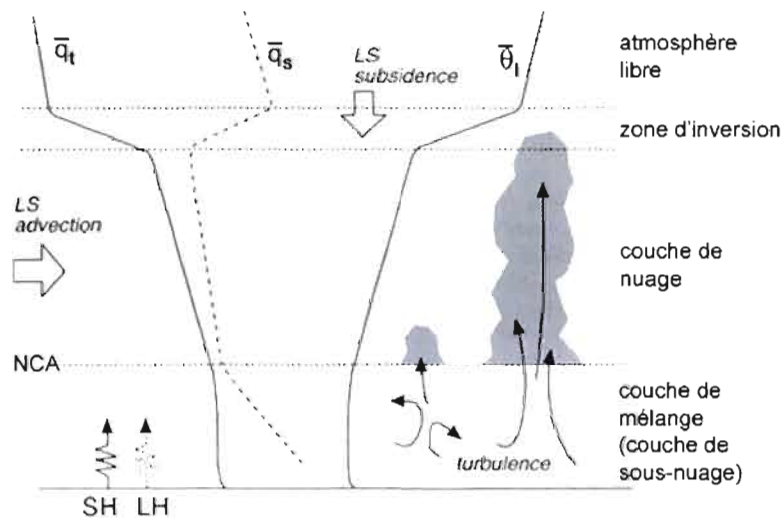


Figure 2 Schéma de cumulus dans l'atmosphère avec leurs caractéristiques typiques : les différentes couches de l'atmosphère, les profils verticaux de la température potentielle moyenne de l'eau liquide ($\bar{\theta}_l$), de l'humidité spécifique totale (\bar{q}_t) et de saturation (\bar{q}_s) (NCA : niveau de condensation par ascension, SH : chaleur sensible, LH : chaleur latente, LS : grande échelle). Schéma modifié tiré de [Neggers, 2002]

forte inversion thermique. La figure 2 schématise ces nuages dans l'atmosphère. Nous y voyons également les profils verticaux des humidités spécifiques totale et de saturation (\bar{q}_t et \bar{q}_s) dont les définitions sont données dans la section 1.2 et de la température potentielle de l'eau liquide (θ_l) définie par l'équation 1.9. Nous pouvons cependant déjà repérer la forme de $\bar{\theta}_l$ en fonction de l'altitude : elle est presque constante tant qu'il n'y a pas de condensation, puis augmente légèrement dans la couche de nuage et finalement nous trouvons la zone d'inversion, caractérisée par un réchauffement très net, qui couvre la couche limite.

Les nuages de convection restreinte produisent peu ou pas de précipitation et se retrouvent principalement dans la région des alizés, mais aussi sur le continent par conditions de beau temps. Plus particulièrement dans ce dernier cas, les nuages de convection

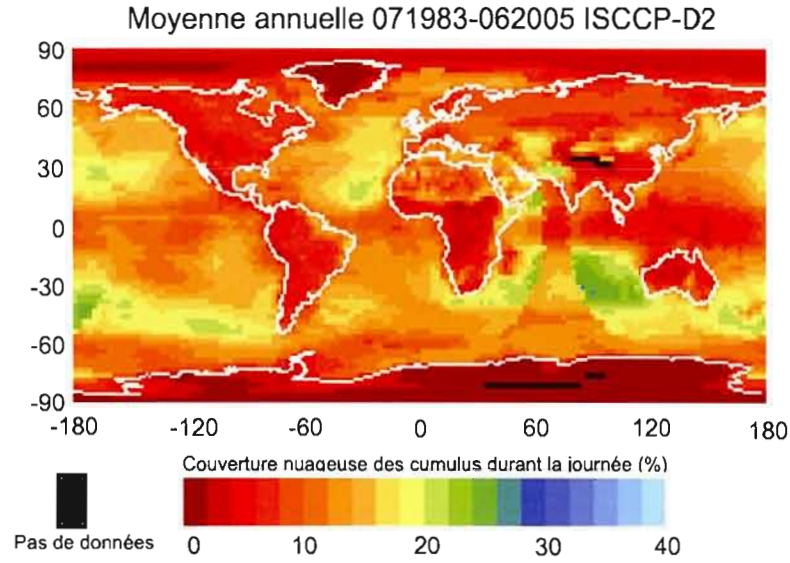


Figure 3 Moyenne annuelle des cumulus durant la journée, selon les observation de ISCCP entre 1983 et 2005 [Rossow et Schiffer, 1991]

restreinte suivent le cycle diurne du soleil. En effet, à mesure que le soleil se lève, les flux radiatifs reçus à la surface sont de plus en plus importants puis, lorsque le soleil a atteint son point culminant, ces flux passent par un maximum puis deviennent de plus en plus petits. La température à la surface et dans la couche limite ainsi que l'humidité spécifique varient avec le cycle diurne, de même que la couche limite qui s'approfondit à mesure que le soleil s'élève. Avant le lever du soleil, la couche résiduelle aura une certaine stabilité, et en fonction de cet état et de l'évolution des paramètres cités précédemment, des nuages de convection vont se former au sommet de la couche limite, suivant eux-même ce cycle diurne. Bien entendu les nuages ainsi formés vont eux-même interagir avec le rayonnement solaire.

Pour les observations des satellites de l'International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) [Rossow et Schiffer, 1991], les cumulus sont définis par une altitude entre 1000 et 680 hPa et une profondeur optique entre 0 et 3,6. Nous voyons sur la figure 3 la

couverture annuelle moyenne entre 1983 et 2005 des cumulus durant la journée, telle que donnée par ces observations.

La région des alizés

Dans les tropiques, des variations de température se produisent sur une base saisonnière ou sur plusieurs années, suivant les changements de circulation. C'est dans ces régions, soit entre les latitudes moyennes et la zone de convergence inter-tropicale (ITCZ), que se trouvent les alizés (Trades). Comme on peut le voir dans la figure 4, les vents y sont dirigés vers l'ouest et délimités aux latitudes moyennes par des bandes de hautes pressions, correspondant à la forte subsidence des branches descendantes des cellules de Hadley, et vers l'équateur par l'ITCZ, où se trouvent les branches ascendantes de ces mêmes cellules. La région des alizés passe donc d'une zone de forte subsidence à une zone de forte ascendance. Les nuages qui s'y développent dépendent non seulement de cette dynamique, mais aussi de la température à la surface de l'eau (SST) dont le gradient est typiquement de l'ordre des 20 degrés entre les latitudes moyennes et la région de l'ITCZ.

Si nous effectuons une coupe verticale au-dessus de l'océan le long de ces vents, entre 30° nord ou sud et l'ITCZ, nous obtenons schématiquement les nuages de la figure 4, à droite :

- aux latitudes moyennes, l'eau est fraîche et nous sommes dans la région de forte subsidence : les nuages qui se développent sont des *stratocumulus*.
- en se dirigeant vers l'ITCZ, l'eau se réchauffe et la subsidence devient de plus en plus faible. De la convection restreinte s'enclenche et nous avons des *nuages de convection restreinte*, aussi appelés *cumulus*.
- en arrivant à l'ITCZ, la mer est chaude et la convection profonde, on y trouve des *nuages de convection profonde*.

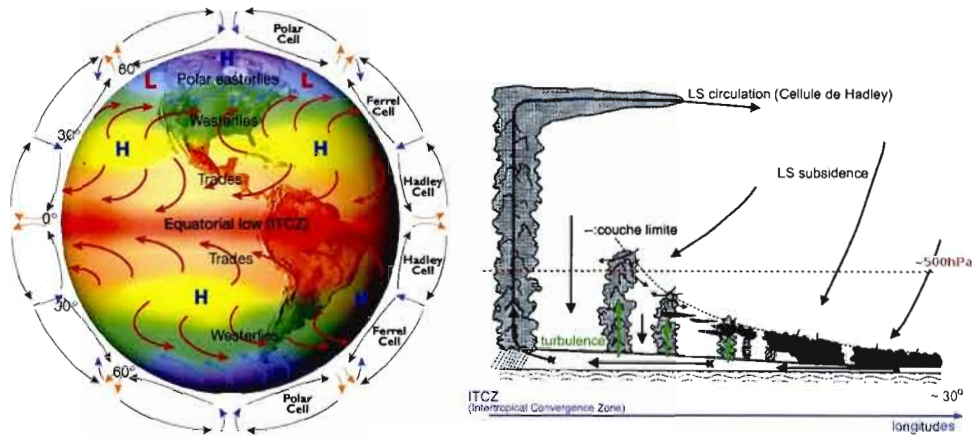


Figure 4 a) Carte des différentes circulations à grande échelle. Les flèches rouges représentent les vents à la surface et, autour, les différentes cellules atmosphériques sur le globe. Dans les alizés (Trades), les vents convergent vers l'ITCZ et coïncident avec les cellules de Hadley. Image empruntée au site de la Federation of American Scientists ; b) Schéma de la circulation à grande échelle dans les alizés si on fait une coupe verticale sur l'océan, avec les différents nuages, dans la cellule de Hadley. Ces 3 régions de nuages sont, des latitudes moyennes à l'ITCZ : les stratocumulus, nuages de convection restreinte et nuages de convection profonde. Schéma modifié tiré de [Emanuel, 1994]

La convection restreinte se situe donc dans la zone intermédiaire, avec de la convection dans la couche limite et une légère subsidence au-dessus. Sa situation géographique exacte varie en fonction de la période d'intérêt et de l'hémisphère.

La convection restreinte des alizés influence significativement la dynamique à grande échelle en formant une boucle de rétroaction : l'évaporation à la surface est accrue puisque cette convection amplifie le mélange vertical de l'humidité et de la chaleur. La couche de nuages est alors plus froide et plus humide et la couche de sous-nuages est plus sèche. Ce surplus d'humidité est transporté vers l'ITCZ et transformé en chaleur latente dans cette région, accentuant ainsi la branche ascendante de la cellule de Hadley. Les panaches de convection restreinte modulent ainsi la vigueur de la cellule de Hadley dans son ensemble.

Aussi, le profil thermodynamique dans les alizés est tributaire de ces cumulus, puisque ce même mélange vertical balance l'effet de la subsidence qui assèche et réchauffe le sommet de la couche limite. Ceci permet d'avoir un état quasi-stationnaire du profil thermodynamique dans le nuage et la couche d'inversion. Ces effets se vérifient dans les modèles si on observe différentes variables atmosphériques à l'ajout d'un paramétrage pour la convection restreinte [Tiedtke, Heckley et Slingo, 1988], [Zhu et Bretherton, 2004]. De plus, les nuages de convection restreinte interagissent avec le rayonnement solaire et ont par ce biais un impact sur la SST, ce qui module encore la convection et le mélange vertical.

Variation dynamique et thermodynamique des nuages

Bony et al. [Bony, S. et al., 2004] ont montré que les profils thermodynamiques dépendent fortement du comportement des nuages de convection restreinte dans les alizés. Individuellement, ces nuages ont une influence modérée sur les variations de température, c'est leur énorme poids statistique qui explique l'impact qu'ils ont sur le budget radiatif. La configuration particulière des nuages dans les tropiques, expliquée précédemment et reliant les nuages aux cellules de circulation à grande échelle, permet à Bony et al. de prendre la vitesse verticale de grande échelle à une altitude de 500hPa, ω_{500} , comme indicateur de la circulation à grande-échelle et donc des types de nuages représentés dans les tropiques. Nous indiquons la hauteur moyenne approximative que représente ω_{500} sur la figure 4 b).

Les figures 5 et 6 sont tirées de cet article. La première montre la fonction de densité de probabilité (PDF) de ω_{500} entre 30°S et 30°N pour la combinaison de réanalyses météorologiques et des données du Earth's Radiation Budget Experiment (ERBE) [Barkstrom, 1984] pour la période allant de mai 1987 à octobre 1988. Dans ces figures, la probabilité d'occurrence P_ω est reliée à l'aire couverte par la vitesse verticale considérée et vérifie :

$$\int_{-\infty}^{+\infty} P_\omega d\omega = 1 \quad (1)$$

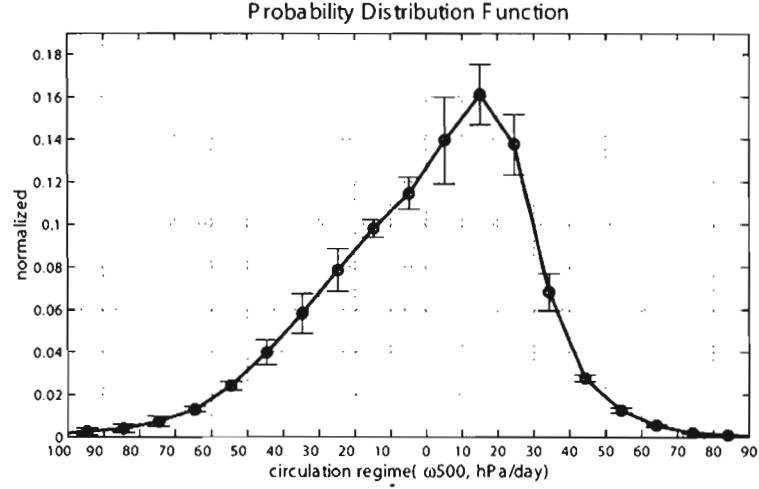


Figure 5 [Bony, S. et al., 2004] : Fonction de densité de probabilité des régimes dynamiques, entre $30^{\circ}N$ et $30^{\circ}S$, représentés par leur vitesse verticale à 500hPa (ω_{500}). Elle est calculée en fonction de l'aire occupée par les différents ω_{500} par rapport à l'aire totale des tropiques. Les points sont les résultats donnés par les réanalyses et sont bornés par des traits pour leurs variances respectives.

De cette façon, ils mettent en évidence les différents types de circulation et leurs importances. Nous voyons en particulier que la région des nuages de convection restreinte, soit environ entre 20hPa/jour et -10 hPa/jour (petit vitesse ascendante à légère subsidence), est dans le maximum de la PDF et couvre dans ce cas-ci plus de 50% de l'aire des tropiques.

La figure 6 montre les expériences faites avec 3 Modèles de Circulation Générale (GCM) : celui de l'European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), du Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD) et du United Kingdom Met Office (UKMO), toujours pour la période mai 1987 à octobre 1988. Une première série de simulations est faite en forçant la température à la surface de l'eau (SST) et donne les résultats de contrôle "CTRL". Une seconde série de simulations avec ces trois GCM, mais cette fois-ci en augmentant de façon uniforme la SST de 2 degrés, est appelée "+2K" et comparée aux résultats de contrôle. Pour les grandes longueurs d'ondes (en rouge), le rayonnement solaire

(en bleu) et le rayonnement nette (en noir), les variables observées sont :

- la différence de forçage radiatif des nuages pour chaque régime dynamique $\delta C_\omega = C_{\omega+2K} - C_{\omega CTRL}$ où C_ω est une variable quelconque liée à le rayonnement ou aux nuages et fonction de la vitesse verticale à grande échelle.
- la contribution effective de ces changements de forçage radiatif dans les tropiques $P_\omega \delta C_\omega$. La probabilité d'occurrence pour chaque régime, P_ω , est propre à chacun des GCM. Elle varie peu et garde une forme similaire à la PDF obtenue avec les réanalyses .

Ces résultats mettent en exergue deux conclusions qui motivent notre étude :

- une grande différence de résultats entre les 3 modèles, comme on le voit dans les graphiques de la figure 6, indique une grande sensibilité aux nuages et à leurs rétroactions dans cette région. Les radiations de longueurs d'ondes courtes et longues ne s'annulent pas entre elles et le forçage radiatif net reste entre -4 et 8 watts par mètres carrés.
- en pondérant ces résultats par le poids statistique des différentes vitesses verticales liées à l'aire qu'elles occupent dans les tropiques, les nuages de convection restreinte deviennent la région la plus sensible et donc une source importante d'incertitude dans les simulations climatiques (figure 6 du bas).

Méthodologie de l'étude

La méthodologie des projets d'intercomparaisons s'est développée au début des années 1990 pour essayer d'identifier le plus efficacement possible les faiblesses des différents modèles. L'objectif est de comparer les résultats des simulations pour des conditions identiques : le lieu, la durée, et certaines conditions initiales. Dans notre projet nous utilisons deux projets d'intercomparaisons comme cadre pour tester nos paramétrages :

- le premier, ARM/EUROCS [Lenderink et coauthors, 2004], pour valider notre paramétrage dans le modèle colonne, non seulement pour avoir des temps de calcul

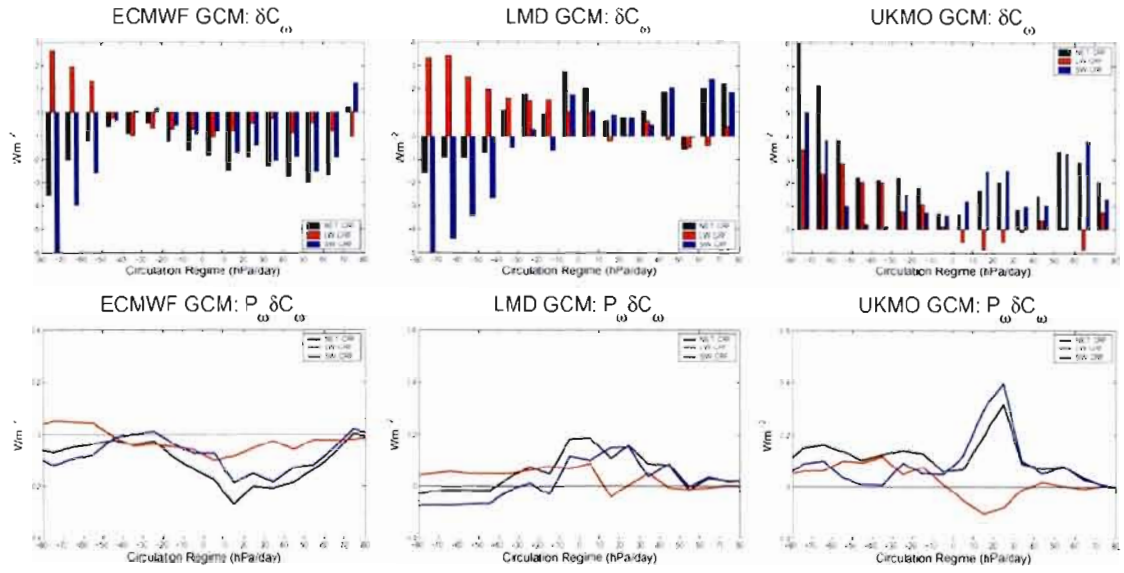


Figure 6 Figures des deux expériences tirées de Bony et al. 2004 [Bony, S. et al., 2004] pour 3 modèles climatiques : une simulation de contrôle et une autre où la température a été uniformément augmentée de 2 degrés. En haut : différences de forçages radiatifs, en bas : résultats des forçages radiatifs pondérés par la PDF des régimes dynamiques à 500hPa de chacun des modèles. En rouge, nous avons le forçage radiatif pour les grandes longueurs d'ondes, en bleu pour les courtes longueurs d'ondes et en noir le forçage radiatif net.

plus rapides que dans un modèle régional, mais aussi pour limiter les rétroactions sur les paramétrages par le fait que nous sommes en une dimension au lieu de trois. Le MRCC n'ayant pas de version colonne, nous utilisons celui du centre Rossby (RCA [Jones et al., 2004]).

- puis l'expérience du GPCI [GPCI, 2008] pour faire les simulations avec les différentes modifications dans le MRCC.

Ces deux expériences ont comme particularité d'être dans des conditions de convection restreinte et d'avoir des résultats que nous pourrons utiliser pour comparer nos propres simulations. Elles sont présentées plus en détail dans les chapitres 3 et 4 respectivement.

Le paramétrage choisi pour représenter la couverture nuageuse de la convection restreinte est celui d'Albrecht [Albrecht, 1981]. Il utilise les quantités d'eaux contenues dans le panache de convection, faisant ainsi un lien physique entre la convection et sa couverture nuageuse. Ajouter un paramétrage physique de la couverture nuageuse pour les cumulus implique également faire les changements nécessaires quand à la dépendance sur le contenu en eau liquide dans les cas de convection restreinte.

Ces paramétrages et modifications, ainsi que la version du MRCC sont présentés dans le chapitre 2 de ce mémoire, après un premier chapitre consacré à un rappel des principaux éléments de la convection et de ses nuages. Le chapitre 3 contient les résultats de simulations effectuées avec le RCA pour une première validation du paramétrage. Le chapitre 4 présente le MRCC, l'expérience du GPCI, ainsi que les résultats de quelques simulations avec différents paramétrages testés. Nous finissons, au chapitre 6, par une discussion sur les faits saillants de cette étude, ainsi qu'une conclusion sur les différents résultats obtenus.

CHAPITRE I

ANATOMIE DE LA CONVECTION RESTREINTE ET DE SES NUAGES

Lorsque de la convection se produit dans une couche de l'atmosphère, l'air s'y mélange. Un mouvement d'ascension est déclenché et, si de la condensation se produit durant ce mécanisme, il se forme des nuages de convection. Afin de décrire la physique de ces nuages, nous rappelons quelques bases théoriques. Les variables utilisées dans cette section sont :

- g la constante de gravité
- P la pression atmosphérique
- R la constante de gaz : pour l'air sec $R_d = 287,04 J.kg^{-1}.K^{-1}$ et pour l'air humide $R_v = 461,5 J.kg^{-1}.K^{-1}$
- c_p la chaleur spécifique de l'air à pression constante : pour l'air sec $c_{pd} = 1004,67 J.kg^{-1}.K^{-1}$ et pour l'air humide $c_p = c_{pd}(1 + 0,84q)$ où q est l'humidité spécifique
- ρ la densité
- T la température
- θ , la température potentielle

1.1 Quelques rappels de thermodynamique dans l'atmosphère

L'atmosphère se comportant comme un gaz parfait, nous pouvons relier la pression, la température et la densité dans un volume d'air avec l'équation d'état des gaz parfaits :

$$P = \rho R_d T \quad (1.1)$$

L'équation 1.2 joint les deux premiers principes de la thermodynamiques et permet de décrire la quantité de chaleur libérée ou consommée lors des mouvements d'un volume d'air dans l'atmosphère :

$$\delta q = c_p dT - \frac{1}{\rho} dp \quad (1.2)$$

δq est alors la quantité de chaleur ajoutée au système par unité de masse pour une variation de température ou de pression donnée. Lorsque l'air est sec, ces mouvements n'impliquent pas de changement d'état de l'eau, les déplacements sont alors considérés adiabatiques : $\delta q = 0$. En remplaçant dans l'équation (1.2) la densité à l'aide de l'équation d'état (1.1) et en divisant par la température, nous obtenons :

$$c_p \frac{dT}{T} - \frac{R_d}{P} dp = 0 \quad (1.3)$$

qui, une fois intégrée donne une équation de Poisson :

$$T p^{\frac{R_d}{c_p}} = \text{constante} \quad (1.4)$$

Cette équation de Poisson permet d'obtenir la température potentielle θ , utile pour étudier les processus de convection dans l'atmosphère car elle normalise la température des parcelles à une altitude constante de 1000mb. Pour un processus adiabatique entre deux hauteurs, la courante (T, P) et à 1000mb (θ, P_0) , θ s'exprime à l'aide de l'équation :

$$\theta = T \left(\frac{P_0}{P} \right)^{\frac{c_{pd}}{R_d}} \quad (1.5)$$

Ainsi, la température potentielle d'une parcelle d'air qui monte dans l'atmosphère de façon adiabatique est constante, alors que sa température baisse puisque sa densité décroît.

Lorsque l'air est humide, il peut contenir une certaine quantité maximale de vapeur d'eau, au-delà, il est saturé. Cette quantité dépend de la température et de la pression. Le point de saturation du rapport de mélange r_{sat} est relié à la température T par la relation de Clausius-Clapeyron :

$$T \frac{dr_{sat}}{dT} = \frac{L_v r_{sat}}{R_v T} \quad (1.6)$$

Ainsi, dans le panache de rapport de mélange r , nous pouvons trouver l'altitude à laquelle il y aura saturation en calculant d'abord la température du point de saturation T_{sp} puis en trouvant la pression associée avec l'équation (1.5), soit :

$$P_{sp} = P_0 \left(\frac{T_{sp}}{T_0} \right)^{\frac{c_{pd}}{R_d}} \quad (1.7)$$

Si on retire toute la vapeur d'eau à une parcelle d'air, de température T , avec un processus adiabatique, la température de la parcelle après avoir été vidée de sa vapeur sera T_e , température équivalente :

$$T_e \approx T + \frac{l_v}{c_{pd}} r \quad (1.8)$$

où l_v est le coefficient de chaleur latente d'évaporation. En ramenant cette parcelle à 1000mb, on aura alors la température potentielle équivalente, définie comme dans l'équation 1.5, avec $T = T_e$. Cette température potentielle équivalente permet de comparer des parcelles différentes entre elles et d'observer l'instabilité thermique de l'air. En effet :

- quand θ_e diminue avec l'altitude, la parcelle d'air est instable
- quand θ_e ne change pas avec l'altitude, la parcelle d'air est neutre
- quand θ_e augmente avec l'altitude, la parcelle d'air est stable.

La température potentielle de l'eau liquide θ_l a été introduite par Betts [Betts, 1973]. Le but était d'avoir une variable thermodynamique conservative pour la convection qui ne permet pas la précipitation, ce qui est le cas la plupart du temps pour la convection restreinte. Cette température est définie par :

$$\theta_l \approx \theta - \frac{l_v}{c_{pd}} r_L \quad (1.9)$$

1.2 Niveaux thermodynamiques des nuages de convection

La figure 0.2, présentée dans l'introduction, représente un schéma de l'atmosphère en présence de convection restreinte. La couche limite est composée de la couche de sous-nuage et de la couche de nuage, chapeautée généralement par une petite couche stable d'inversion de température, qui assure une limite de la convection. La convection correspond à un mécanisme de turbulence dont les structures les mieux organisées sont appelées panaches ou thermiques. Le forçage principal de la convection est la flottabilité F , soit le fait qu'une parcelle d'air plus chaude est moins dense que son environnement et subit une poussée vers le haut. La flottabilité d'une parcelle d'air ascendante peut être écrite comme :

$$F = g \frac{\rho_{env} - \rho_{nuage}}{\rho_{nuage}} \quad (1.10)$$

où ρ_{env} est la densité de l'air dans l'environnement et ρ_{nuage} la densité dans le nuage.

La vapeur d'eau étant moins dense que l'air sec, l'air humide non saturée aura plus de flottabilité que l'air sec à même température. La température virtuelle représente la température que l'air sec devrait avoir pour que l'air humide ait la même densité pour une même pression. Cette température peut donc être utilisée comme observable de la densité de l'air et supprime la différence de température causée par l'élévation de la parcelle entre

1000mb et son altitude réelle. Elle est donnée par :

$$\theta_v = \theta \left(1 + \frac{R_v - R_d}{R_d} r_{sat} - r_l \right) \quad (1.11)$$

ou, si la parcelle d'air n'est pas arrivée à saturation :

$$\theta_v = \theta \left(1 + \frac{R_v - R_d}{R_d} r \right) \quad (1.12)$$

où r est le ratio de mélange, r_{sat} à saturation et r_l avec de l'eau liquide.

Pour exprimer la flottabilité (équation 1.10) en fonction de la température virtuelle, nous utilisons d'abord les équations (1.1) et (1.5) pour transformer la densité en température potentielle. Nous obtenons alors :

$$F = g \frac{\theta_{v.nuage} - \theta_{v.env}}{\theta_{v.nuage}} \quad (1.13)$$

Si $F > 0$, la flottabilité positive pousse la parcelle vers le haut : l'atmosphère est instable. Si $F = 0$, elle est neutre et aucune force n'est appliquée sur la parcelle. Si $F < 0$, elle est négative, la parcelle doit alors fournir de l'énergie pour monter dans l'atmosphère. Nous pouvons voir les différentes étapes d'ascension d'un panache dans la figure 1.1 qui est une schématisation d'un sondage de l'environnement (en bordeaux) sur lequel est ajouté le profil d'un nuage de convection (en bleu). La température potentielle virtuelle est tracée en fonction de l'altitude. Nous suivons un volume du panache de convection, en bleu sur la figure, qui commence son ascension au sol dans ce cas-ci.

Nous repérons 5 niveaux clef :

- NFN le niveau de flottabilité nulle
- NCA le niveau de condensation par ascension
- NCL le niveau de convection libre
- LDC le niveau limite de la convection

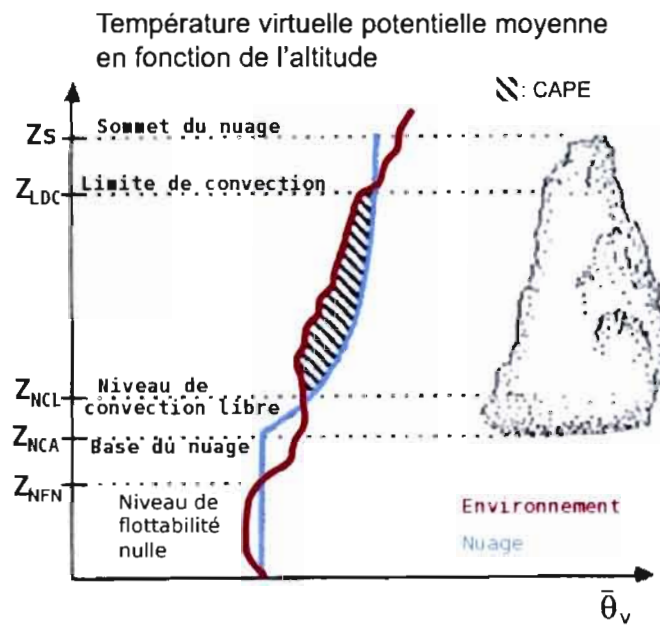


Figure 1.1 Schéma du profil vertical d'un sondage représentant l'environnement ainsi qu'un nuage en ascension - tiré du livre de R.B. Stull [Stull, 1988] et modifié.

– S le sommet du nuage

Tant qu'il n'y a pas de condensation, soit entre le sol et le NCA, la parcelle convective monte de façon adiabatique. Jusqu'à ce niveau il se produit plus d'évaporation que de condensation, et, de ce fait, les micro-gouttelettes qui se forment disparaissent aussitôt. A mesure que la parcelle d'air monte, l'environnement se refroidit, donc, en fonction de l'altitude, le taux d'évaporation décroît plus rapidement que le taux de condensation : le NCA est le niveau au-dessus duquel il se produit plus de condensation que d'évaporation. Les gouttes peuvent alors se former, et donc les nuages aussi.

Jusqu'au NFN la flottabilité est positive. Elle devient négative jusqu'au NCL, puis redevient positive. Entre le NFN et le NCL, l'environnement agit comme une barrière potentielle pour la parcelle et stoppe l'ascension des thermiques qui épuisent avant le NCL l'énergie de turbulence qui est leur source d'ascension de départ. Si la parcelle possède assez d'inertie, elle atteint le NCA, niveau après lequel l'ascension se fait selon l'adiabatique humide suivant l'équation (1.2) et où la condensation de l'eau dégage une quantité de chaleur positive. Après cela, si l'énergie de la parcelle lui permet de monter jusqu'au NCL, elle pourra poursuivre son ascension jusqu'à la LDC, qui est le niveau où la flottabilité devient à nouveau négative. Après ce niveau la parcelle consomme ce qui lui reste en énergie d'inertie, et finit son mouvement au sommet du nuage.

1.3 Classification des cumulus

Les cumulus peuvent être séparés en 3 classes, présentées sur la figure 1.2. Elles sont décrites par Stull [Stull, 1988] et basées sur leur dynamique :

- forcés (σ_F) : ces nuages se forment le plus souvent entre le NCA et le NCL, dans la partie de flottabilité négative, et existent tant qu'il y a un forçage effectué par une source de thermiques. Ils n'atteignent pas le niveau de flottabilité positive, malgré le dégagement de chaleur de la condensation dans le panache. Ils sont souvent

plats, peu profonds et agissent comme des traceurs quasi-passifs du sommet des panaches de convection.

- actifs (σ_A) : ces nuages atteignent le NCL et redeviennent de flottabilité positive, ce qui leur permet de poursuivre leur ascension. Ils induisent, après ce niveau, leurs propres perturbations de pression qui influencent leur évolution et aspirent encore plus d’air par leur base. Ces nuages peuvent exister plus longtemps que la source des thermiques originelle et ont un temps de vie contrôlé par leurs propres dynamique et interactions avec l’environnement.
- passifs (σ_P) : lorsque les nuages actifs cessent d’être alimentés par leur base, ils sont dynamiquement passifs. Leur sommet peut encore être de flottabilité positive et même en développement, cependant leur base est en train de se dissiper.

La classification de Stull est différente des catégories morphologiques d’Howard présentées dans l’introduction. Suivant cette classification, la couverture nuageuse totale égale la somme des couvertures des 3 sortes de nuages :

$$\sigma_{tot} = \sigma_F + \sigma_A + \sigma_P \quad (1.14)$$

Pour des champs de nuages de convection restreinte, les observations montrent typiquement qu’une petite fraction seulement de l’ensemble est active ou forcée. La majorité de ces nuages semblent être passifs et se désagrègent en s’évaporant et en se mélangeant avec l’air environnant. Ces observations forment un point important sur la formation et l’évolution des nuages de convection restreinte et donc sur les hypothèses de paramétrage.

1.4 Paramétrage de la convection

Les paramétrages de la convection calculent les tendances de température, d’humidité et de quantité de mouvement dues à l’activité convective, souvent favorisée par

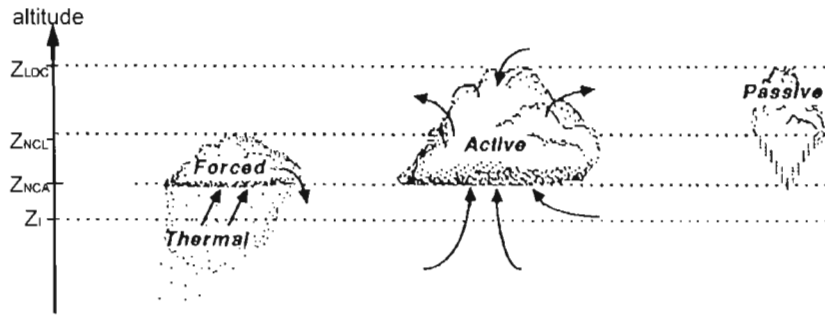


Figure 1.2 Les 3 types de nuages de convection, en fonction de l'altitude, définis par R.B. Stull [Stull, 1988] : actif, passif et forcé

des conditions à grande échelle que le schéma se doit de détecter. Lorsque la convection est déclenchée et perturbe l'environnement, l'atmosphère simulée doit retrouver un état d'équilibre, c'est l'ajustement convectif. Pour cela, une des famille de paramétrages, souvent utilisée, suit une formulation à flux de masse : le modèle décrit le panache convectif actif puis l'atmosphère est ajustée en effectuant un échange de masse entre ce panache et son environnement. Le schéma repose alors sur l'hypothèse que la majorité du panache est passive et que seule une petite partie est en mouvement ascendant. De ce fait, le transport vertical des variables sera concentré dans un étroit panache, appelé noyau du nuage.

La figure a) de 1.3, tirée de [Neggers, 2002] et modifiée, schématise la Fonction de Densité de Probabilité (Probability Density Function : PDF) de l'aire occupée par les différentes dynamiques du nuage par rapport à l'aire totale du domaine, en fonction de l'humidité spécifique. Nous retrouvons les humidités spécifiques suivantes : moyenne dans la tuile (\bar{q}), de saturation (q_{sat}), au niveau de flottabilité nulle (q_{ZB}), et moyenne dans le nuage (q^c). Aussi, trois aires sont définies : en bleu la partie du nuage qui a une flottabilité positive : a_c , en jaune la partie du nuage de flottabilité négative et en gris clair l'environnement, ces deux derniers correspondent à $1 - a_c$. La figure b) de 1.3, également tirée de [Neggers, 2002], montre un schéma du modèle de flux de masse pour notre nuage. Nous reconnaissons

les deux aires du domaine. Le nuage a un flux de masse M_c défini par :

$$M_c \equiv a^c w^c \quad (1.15)$$

où w^c est la vitesse verticale dans le nuage actif. Durant l'ascension du nuage se produisent l'entraînement et le déentraînement. L'entraînement E est l'assimilation de l'air de l'environnement, plus sec, qui se mélange dans le nuage. Le déentraînement D est le phénomène inverse : l'air à la frontière du nuage se mélange avec l'environnement. L'effet net est une dissipation progressive du nuage et donc un flux de masse décroissant à mesure de l'ascension.

L'équation de conservation de la masse, en prenant ces différents processus en compte, est :

$$\frac{\partial a^c}{\partial t} = -\frac{\partial M^c}{\partial z} + E - D \quad (1.16)$$

Si nous définissons l'entraînement et le déentraînement par :

$$E \equiv \epsilon M^c \quad D \equiv \delta M^c \quad (1.17)$$

où ϵ est et δ sont les taux d'entraînement fractionnels et représentent l'intensité du processus de mélange, en fait l'inverse de la longueur d'échelle de mélange. Si nous faisons l'hypothèse que la fraction de nuage active a_c est en état stationnaire, l'équation pour la conservation de la masse en fonction de l'altitude est alors donnée par :

$$\frac{1}{M^c} \frac{\partial M^c}{\partial z} = \epsilon - \delta \quad (1.18)$$

Cette équation met en évidence la relation entre le flux de masse dans la couche de nuage et les processus de mélange et reste difficile à résoudre car il faut déterminer ϵ et δ mais aussi le flux de masse à la base du nuage.

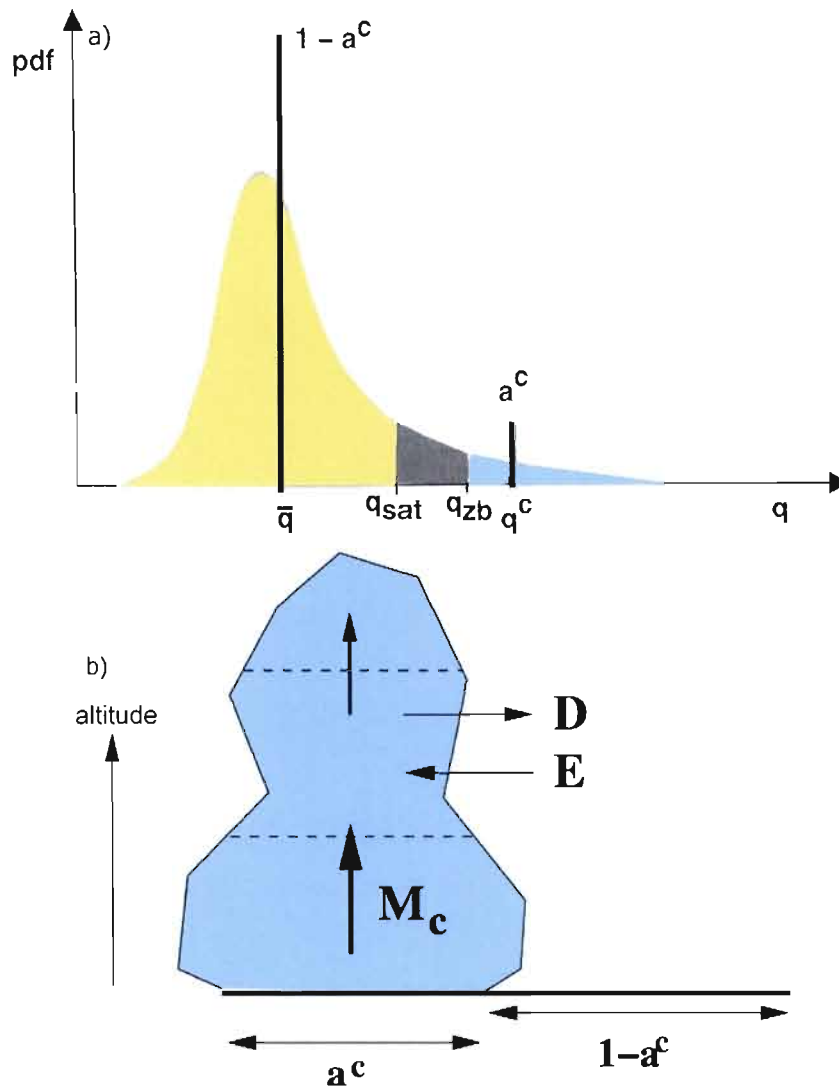


Figure 1.3 a) PDF des différentes dynamiques du nuage. q_{sat} : humidité spécifique de saturation, q_{zb} : humidité spécifique au niveau de flottabilité nulle, \bar{q} : moyenne de l'humidité spécifique dans la tuile, et q^c : moyenne dans le nuage. Trois aires sont définies : en bleu la partie du nuage qui a une flottabilité positive : a_c , en jaune la partie du nuage de flottabilité négative et en gris clair l'environnement, ces deux derniers correspondent à $1 - a_c$; b) Schéma du modèle de flux de masse : w^c est la vitesse verticale dans le nuage actif, E l'entraînement de l'air de l'environnement, plus sec, qui se mélange dans le nuage, et D le déentraînement, qui est le phénomène inverse : l'air à la frontière du nuage se mélange avec l'environnement. L'effet net est une dissipation progressive du nuage et donc un flux de masse décroissant à mesure de l'ascension.

Un panache ou nuage est en état de quasi-équilibre avec son environnement lorsque le temps d'interaction entre ce nuage et son environnement est court par rapport au temps requis pour que les changements prennent place dans l'ensemble de la couche de nuage. Dans les alizés, l'ensemble de la couche de nuage est tributaire des variations de la subsidence à grande échelle dont l'ordre temporel est bien plus important que celui du panache de convection restreinte. De ce fait, la quasi-stabilité de l'atmosphère est satisfaite pour les cumulus au-dessus de l'océan, en particulier dans les alizés, ce qui n'est pas forcément le cas quand il s'agit des cumulus au-dessus du continent. En effet, les cumulus de beaux temps qui se développent au-dessus des terres se développent avec le cycle diurne, à mesure que les flux de surface évoluent avec le rayonnement du soleil. Dans ce cas là, la couche limite, chapeautée par les nuages de convection restreinte, n'est pas dans un état stationnaire, ce qui pose de sérieux problèmes pour le modèle de flux de masse défini avec l'équation (1.18), puisque nous l'avons simplifiée avec cette même hypothèse. Ceci emmène à un dernier processus important dans le paramétrage de la convection : la fermeture, qui traduit le couplage entre la couche de nuage et la couche de sous-nuage, deux couches qui interagissent fortement entre elles et dont le paramétrage permet de prendre l'évolution des paramètres de la couche limite en compte dans le développement du panache de convection. Selon le type de nuage de convection, tel que défini par Stull dans la figure 1.2, deux mécanismes fondamentaux sont à la base des différentes fermetures paramétrées :

- si le nuage est actif, la convection est initiée dans la couche de sous-nuage par des thermiques sèches qui montent jusqu'au point de saturation, mais il y a également de la convection dans la couche de nuage. De ce fait, des thermiques humides sont en mouvement ascendant ("updrafts") et s'alimentent elles-mêmes par le biais de la chaleur latente produite par la condensation de l'eau. Ce mouvement ascendant favorise en rétro-action les thermiques de la sous-couche de nuage et est tel qu'il se forme par continuité des mouvements subsidents ("downdrafts"). C'est le cas des nuages de convection profonde.

- si le nuage est forcé, la convection est due à des thermiques sèches dans la couche de sous-nuages, dont la source est les flux de chaleur de la surface, et donc de la turbulence de la couche limite. Ces nuages visibles ne sont que l'”overshooting” de ces thermiques, c'est le cas des nuages de convection restreinte qui n'ont donc que des thermiques ascendantes (”updrafts”) dans la couche de nuages.

Bien entendu, dans la réalité c'est un mélange des 2 processus qui se produit. Dans le cas où le nuage est passif, il n'est plus en interaction avec la sous-couche de nuage, la fermeture s'apparente à celle d'un nuage forcé.

CHAPITRE II

PRÉSENTATION DU MODÈLE RÉGIONAL ET DE SES PARAMÉTRAGES

2.1 Description du MRCC

Le GEWEX Cloud System Study (GCSS) Pacific Cross-section Intercomparison (GPCI) est un projet d'intercomparaison dont l'objectif est de comparer les résultats de modèles globaux climatiques, météorologiques ainsi que de modèles régionaux, dont la version 4 du MRCC fait partie. Le GPCI se penche particulièrement sur les processus paramétrés, appelés physique du modèle. Ce projet est présenté plus en détail dans le chapitre 4. Les résultats préliminaires obtenus par Yanjun Jiao [Jiao et Jones, 2004] pour cette expérience ont donné lieu à certaines modifications dans la physique du MRCC, décrites ci-dessous. Ces propositions sont expliquées dans l'article de Kain 2004 [Kain, 2004]. Les modifications de la fonction de déclenchement et du flux de masse à la base du nuage proviennent de Grant 2001 [Grant, 2001] et Neggers 2004 [Neggers, Siebesma et Lenderink, 2004]. Nous appelons cette version modifiée le modèle de base (MRCCbase). Il est à noter que dans la version 4 du MRCC, le schéma de convection qui contient la convection profonde, restreinte ainsi que la précipitation de convection profonde, est celui de Bechtold-Kain-Fritsch ([Bechtold et al., 2001, Kain et Fritsch, 1990, Ogura et Cho, 1973]).

- La convection restreinte ne peut plus déclencher si la convection profonde est

détectée au même point de grille.

- Dans la fonction de déclenchement de la convection restreinte, une perturbation de température en fonction de l'humidité relative moyenne dans la couche de mélange, ΔT_v^{RH} , est ajoutée à la perturbation de température liée à la vitesse verticale. RH_{NCA} est l'humidité relative au Niveau de Condensation par Ascension :

$$\Delta T_v^{RH} = \begin{cases} \frac{0.2(RH_{NCA}-0.7)\bar{q}}{\partial q_s/\partial t} & \text{si } 0.7 \leq RH_{NCA} \leq 0.9 \\ \frac{(1/RH_{NCA}-1)\bar{q}}{\partial q_s/\partial t} & \text{si } RH_{NCA} > 0.9 \end{cases} \quad (2.1)$$

- Pour la convection restreinte toujours, la fermeture utilisée dans le schéma à flux de masse (cf. 1.4) n'est plus l'ajustement de l'énergie convective potentielle disponible (Convective Available Potential Energy - CAPE) mais la vitesse d'échelle de convection libre w^* . Le flux de masse à la base du nuage devient ici $M_c^b = 0.03w^*$.
- Dans la convection profonde, le rayon minimal des nuages R_{min} et la valeur seuil de la profondeur du nuage C_{depth} à laquelle la convection déclenche ne sont plus constants à 1500m et 3500m mais, respectivement, en fonction de la vitesse verticale au NCA (w_{NCA}) et en fonction de la température (T_{NCA}) au NCA (qui est la base du nuage) :

$$R_{min} = \begin{cases} 1000 & \text{si } \Delta w_{NCA} \leq 0 \\ 1000(1 + 0.1\Delta w_{NCA}) & \text{si } 0 \leq \Delta w_{NCA} \leq 1 \\ 2000 & \text{si } \Delta w_{NCA} > 1 \end{cases} \quad (2.2)$$

$$C_{depth} = \begin{cases} 2000 & \text{si } T_{NCA} \leq 0^\circ C \\ 2000 + 100T_{NCA} & \text{si } 0^\circ C \leq T_{NCA} \leq 20^\circ C \\ 4000 & \text{si } T_{NCA} > 20^\circ C \end{cases} \quad (2.3)$$

- Toujours selon Kain 2004, dans la fermeture du schéma de convection profonde, le CAPE est calculé avec un panache ascendant dilué. Cela se fait selon l'opération

suivante :

$$(\theta_e)_{l+1}^{up} = \alpha(\theta_e)_{l+1}^{env} + (1 - \alpha)(\theta_e)_l^{up} \quad (2.4)$$

où $\alpha = \frac{puer_{l+1}}{(pumf_l - pudr_{l+1} + puer_{l+1})}$, « puer » est l'entraînement, « pumf » est le flux de masse et « pudr » est le déentraînement, tous 3 dans le panache ascendant et en kg/s. θ_e est la température potentielle équivalente (cf. équation 1.8).

- Le calcul de la diffusion turbulente est basé sur le schéma de l'ECMWF (voir documentation de l'ECMWF CY28r1, partie IV : Physics, [ECMWF, 2008]) avec : un entraînement calculé explicitement au sommet de la couche limite selon Grenier et Bretherton 2001 [Grenier et Bretherton, 2001], l'indice de Reynolds selon le schéma de Louis révisé [Grenier et Bretherton, 2001]. Les modifications du coefficient K dans la couche instable se basent sur Troen-Mahrt 1986 [Troen et Mahrt, 1986] et la diffusion n'est pas locale lorsque la taille des tourbillons est proche de celle de la couche limite.
- Les nuages à grande échelle sont paramétrés avec le schéma de Xu-Randall [Xu, K.M. and Randall, D. A., 1996], décrit dans la sous-section suivante.
- L'évaporation de la précipitation à grande échelle, E_{pcp} a été prise en compte selon la formule de l'ECMWF, qui suit la formulation de Kessler [Kessler, 1969] :

$$E_{pcp} = 5.4410^{-4}(1 - cld)(1 - RH).q_s \left[\sqrt{\frac{p}{p_s}} (\text{précipitation}_{l+1}) / 0.0059 \right]^{0.577} \quad (2.5)$$

- La couverture des nuages de convection restreinte n'est plus fixée à 10% mais le maximum entre 30% des nuages de grande échelle et 10%.

C'est dans cette version du modèle que nous effectuons notre projet, dont le but est d'étudier une modification supplémentaire : remplacer le paramétrage des nuages de convection restreinte du modèle de base par un paramétrage qui utilise les variables physiques du schéma de convection restreinte. Ainsi, lorsque la convection restreinte est enclenchée, la

couverture nuageuse sera liée à l'eau calculée dans le schéma de convection à chaque pas de temps.

2.2 Paramétrage des nuages dans le MRCC

Le recouvrement des différentes couches de nuages est calculé avec l'algorithme maximum-aléatoire (maximum random overlap) : les nuages se répartissant dans des couches adjacentes du modèle sont disposés de façon à avoir le recouvrement maximum alors que ceux qui sont séparés par une ou plusieurs couches ont un recouvrement aléatoire. Dans le MRCC, la couverture nuageuse peut être exclusivement de trois types : nuages de grande échelle, nuage de convection profonde, et nuages de convection restreinte. C'est ce que nous voyons sur la figure 2.1.

La fraction de couverture nuageuse dans une tuile du modèle, CLD , est alors :

- si nous avons de la convection profonde : $CLD = C_{deep}$
- si nous avons de la convection restreinte : $CLD = \sigma$
- sinon $CLD = C_{ls}$

Les nuages de grande échelle, C_{ls} , sont calculés avec le paramétrage de Xu et Randall [Xu, K.M. and Randall, D. A., 1996] :

$$C_{ls} = \begin{cases} RH^p [1 - \exp(-\alpha_0 \bar{q}_l / [(1 - RH)q^*]^\gamma)] & \text{si } RH < 1 \\ 1 & \text{si } RH \geq 1 \end{cases} \quad (2.6)$$

où p , α_0 et γ sont des coefficients empiriques qui valent, si on les calcule à partir des données simulées par le GARP Atlantic Tropical Experiment (GATE) [Holle, Simpson et Leavitt, 1996] les valeurs respectives de 0.25, 0.49 et 100. q^* est le rapport de mélange de saturation pour la vapeur d'eau.

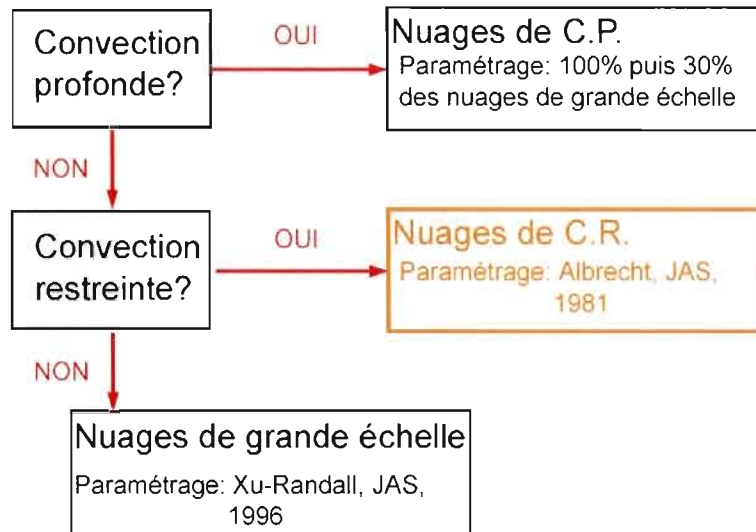


Figure 2.1 Physique dans le MRCC pour le schéma des nuages et sa dépendance au schéma de convection.

Ensuite, le schéma de la convection du MRCC vérifie si la convection profonde est enclenchée. Si tel est le cas, la convection restreinte n'est pas possible, et les nuages de convection profonde C_{deep} sont calculés avec un algorithme qui pondère le couvert nuageux à grande échelle [Paquin et Harvey, 2002] :

- 100% si nous sommes dans l'enclume, c'est à dire à une altitude comprise dans les 10hPa en-dessous du sommet de la convection profonde
- le maximum entre $(25\% * C_{ls})$ et 25%, si la température est supérieure à $-40^{\circ}C$
- le maximum entre C_{ls} et $(k * 25\%)$, où k est un facteur décroissant de 3 à 1, si la température est inférieure à $-40^{\circ}C$

S'il n'y a pas de convection profonde, le schéma vérifie alors l'existence de convection restreinte. Quand cette dernière est enclenchée, le couvert nuageux dans ce cas σ est calculé par une autre pondération des nuages à grande échelle et est le maximum entre 10% et

$(30\% * C_{ts})$.

Pour notre projet nous voulons remplacer le couvert nuageux de convection restreinte et le calculer à l'aide d'un paramétrage reflétant mieux la physique du processus. Pour cela, nous utilisons les variables d'eau contenues dans le panache convectif restreint pour le calcul de ces nuages. Si aucune convection n'est vérifiée, les nuages calculés restent ceux de grande échelle. Cet algorithme est illustré par la figure 2.1, l'objet de notre étude y a été mis en orange.

Les paramétrages diagnostiques des nuages de convection restreinte utilisent l'hypothèse que ces nuages sont en quasi-équilibre avec l'atmosphère environnante. Ceci n'est possible que si l'échelle de temps de l'interaction entre un nuage individuel et son environnement est court comparé à l'échelle de temps des changements de propriétés de la couche de nuage. Dans les alizés, ceci est bien souvent le cas puisque leur temps de vie typique y est d'une fraction d'heure. Le paramétrage choisi pour cette étude est celui d'Albrecht [Albrecht, 1981]. Plusieurs modifications sont ensuite testées dans le cadre de ce projet. Afin d'avoir une vue d'ensemble des simulations effectuées, nous reprenons à la fin de ce chapitre les différentes expériences expliquées ci-dessous pour les rassembler dans un tableau.

2.2.1 Paramétrage d'Albrecht

Le paramétrage d'Albrecht [Albrecht, 1981] considère que la couverture nuageuse est contrôlée par le temps de désagrégation des nuages de convection restreinte. Ce temps dépend de la différence des humidités entre le panache convectif et son environnement. Dans ce paramétrage, nous considérons que l'humidité spécifique totale du panache de convection restreinte est q_0 pour la vapeur, ajouté à l_0 pour l'eau liquide. Les valeurs moyennes des humidités spécifiques dans la tuile représentent l'environnement : \bar{q}_s l'humidité spécifique de saturation moyenne et \bar{q} l'humidité spécifique moyenne. A partir de ces valeurs, deux

observables sont définis :

- l’humidité relative moyenne dans la tuile :

$$RH = \frac{\bar{q}}{\bar{q}_s} \quad (2.7)$$

- l’humidité relative virtuelle du panache, c’est-à-dire si toute l’eau est évaporée à température constante :

$$SR = \frac{q_0 + l_0}{\bar{q}_s} \quad (2.8)$$

La couverture nuageuse (σ) est alors le rapport entre la sursaturation virtuelle du panache et la différence d’humidité relative entre le nuage de convection et l’environnement :

$$0 \leq \sigma = \frac{SR - 1}{SR - RH} \leq 1 \quad (2.9)$$

Si l’humidité relative virtuelle du panache n’est pas sursaturée, la couverture nuageuse sera nulle. Au contraire, si l’humidité relative moyenne dans la tuile atteint 100%, la couverture nuageuse sera totale. Entre ces deux extrêmes, nous avons un comportement lié au temps de dissipation : si l’humidité relative est élevée dans l’environnement, le nuage mettra plus de temps à se mélanger et donc la couverture nuageuse sera plus élevée et moins sensible à la quantité de sursaturation virtuelle. Au contraire, si l’humidité relative est faible, le nuage se dissipera rapidement et donc, quelque soit la sursaturation virtuelle, la fraction de nuage restera plus basse. C’est ce que nous voyons dans la figure 2.2 qui représente la couverture nuageuse, telle que calculée par ce paramétrage, en fonction de RH et de SR .

2.2.2 Variante pour le paramétrage d’Albrecht

De façon générale les résultats obtenus avec le paramétrage d’Albrecht, et décrits dans les troisième et quatrième chapitres de ce mémoire, surévaluent la couverture nuageuse

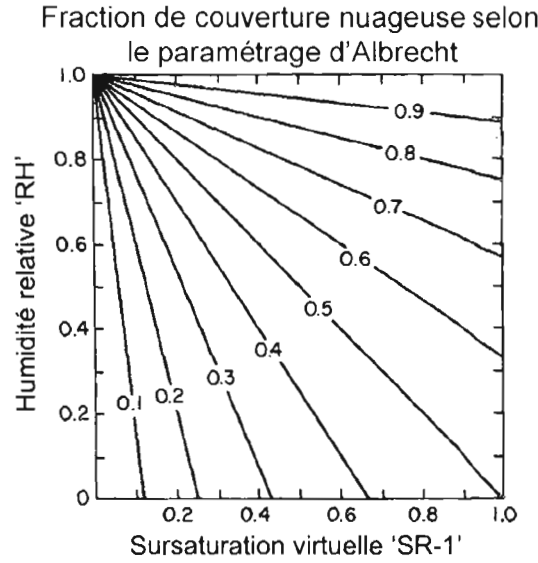


Figure 2.2 Isolignes de la couverture nuageuse en fonction de l'humidité relative RH et de la sursaturation virtuelle SR-1 pour le paramétrage d'Albrecht. Schéma tiré de [Albrecht, 1981]

de convection restreinte. Une modification originale du paramétrage d'Albrecht est donc testée : nous imposons un maximum à la quantité d'humidité spécifique de l'eau liquide l_0 utilisée pour le ratio de saturation virtuel SR . Ce maximum est lié à l'humidité spécifique de saturation moyenne de la tuile (\bar{q}_s), en effet, l'eau liquide évaporée à température constante dans le nuage de convection ne peut dépasser la quantité qui permet d'atteindre \bar{q}_s , c'est à dire $\bar{q}_s - q$. Au-delà de cette quantité, l'eau liquide serait à nouveau condensée de toutes manières. Les équations obtenues pour le paramétrage sont donc :

- l'humidité relative moyenne dans la tuile reste la même : $RH = \frac{\bar{q}}{\bar{q}_s}$
- l'humidité relative virtuelle du panache si toute l'eau est évaporée : $SR = \frac{q_0 + l'_0}{\bar{q}_s}$
où l'_0 est le minimum entre l_0 et $\bar{q}_s - \bar{q}$

La couverture nuageuse se calcule alors toujours avec l'équation 2.9.

2.2.3 Paramétrage d'Haiden : généralisation du paramétrage d'Albrecht

Le paramétrage d'Albrecht considère que les cumulus dont nous calculons la couverture sont passifs au moment de la dissipation, ce qui lui permet de fermer ses équations avec l'évolution dans le temps de l'humidité spécifique dans le nuage par rapport à son environnement. Afin de pouvoir inclure les cas où ces nuages ont une flottabilité non-nulle, Haiden [Haiden, 1996] a rajouté à ce paramétrage une fermeture sur l'énergie statique humide h définie par :

$$h = c_p T + gz + Lq \quad (2.10)$$

où les variables sont définies dans le premier chapitre, sauf L qui est la chaleur latente d'évaporation. Il obtient ainsi :

$$\sigma = \frac{1}{1 + \frac{\delta \bar{q}}{(1+\gamma)l_0}} \quad (2.11)$$

où γ vaut :

$$\gamma = \frac{L}{c_p} \frac{\partial \bar{q}_s}{\partial \bar{T}} \quad (2.12)$$

Cette couverture peut se réécrire avec l'équation (2.9) du paramétrage d'Albrecht, hormis pour le ratio de saturation virtuel qui sera donné par :

$$SR = 1 + (1 + \gamma) \frac{l_0}{\bar{q}_s} \quad (2.13)$$

2.2.4 Les quantités d'eau liquide reliées à la convection restreinte

Deux tests supplémentaires sont effectués :

1. de remplacer le calcul de l'eau liquide des nuages de convection restreinte par un nouveau calcul utilisant l'eau du schéma de convection. En effet, l'eau liquide des nuages CLW est originellement calculée avec la méthode de Betts et Harshvardan [Betts et Harshvardan, 1987] et est fonction de la température et de la pression dans les tuiles.

Ceci correspond aux variables de grande échelle, et en fait un paramétrage diagnostique aucunement lié à la convection. En implémentant un paramétrage physique du couvert nuageux en lien avec la convection restreinte, il devient intéressant de faire correspondre la quantité d'eau liquide à celle venant du panache de convection. Pour cela nous utiliserons l'équation suivante :

$$CLW = \sigma * l_0 \quad (2.14)$$

où σ , la couverture nuageuse, est donnée selon le paramétrage choisi par l'équation 2.9 ou 2.11, au pas de temps courant.

2. d'introduire la précipitation de convection restreinte qui a un fort contrôle de l'eau liquide des nuages. La précipitation de convection restreinte est ajoutée dans le schéma de convection, basé sur Bechtold-Kain-Fritsch. Les détails sont donnés dans l'expérience en question (section 4.3.5).

Afin d'avoir une vue d'ensemble des simulations effectuées dans le cadre de ce projet, nous reprenons les différentes expériences expliquées dans ce chapitre pour les rassembler dans le tableau 2.2.4.

Tableau 2.1 Les différentes simulations faites dans le MRCCbase.

Nom de l'expérience avec MRCCbase	Paramétrage des nuages de convection restreinte	Autre modification
Base	maximum entre 30% des nuages de grande échelle et 10%	aucune
avec Albrecht	$\sigma = \frac{SR-1}{SR-RH}$; $SR = \frac{q_0+l_0}{\bar{q}_s}$	aucune
avec Albrecht modifié	$\sigma = \frac{SR-1}{SR-RH}$; $SR = \frac{q_0+l'_0}{\bar{q}_s}$ où l'_0 est le minimum entre l_0 et $\bar{q}_s - \bar{q}$	aucune
avec Haiden	$\sigma = \frac{SR-1}{SR-RH}$; $SR = 1 + (1 + \gamma) \frac{l_0}{\bar{q}_s}$	aucune
Albrecht+CLW (SCLW)	$\sigma = \frac{SR-1}{SR-RH}$; $SR = \frac{q_0+l_0}{\bar{q}_s}$	$CLW = \sigma * l_0$
Albrecht+précip.CR	$\sigma = \frac{SR-1}{SR-RH}$; $SR = \frac{q_0+l_0}{\bar{q}_s}$	+ précipitation de convection restreinte

CHAPITRE III

VALIDATIONS DANS UN MODÈLE COLONNE

Dans un premier temps, nous implémentons le paramétrage d'Albrecht dans un modèle colonne. Le but principal est de faire une validation de ce paramétrage dans un modèle dont l'atmosphère est contrainte de suivre les forçages prescrits. Il est alors plus facile de comparer le paramétrage avec des observations ou des modèles plus détaillés comme les LES qui auraient les mêmes forçages. Aussi, un modèle en 1D permet des temps de calcul plus rapides que dans un modèle régional.

Le MRCC n'a pas de version colonne, nous utilisons celui du centre Rossby (RCA), en nous assurant que son schéma de convection est identique à celui utilisé dans le MRCC, basé sur le schéma de Bechtold-Kain-Fritsch [Bechtold et al., 2001]. Dans le RCA, comme dans le MRCC, le recouvrement des différentes couches de nuages est calculé avec l'algorithme maximum-aléatoire (maximum random overlap).

L'expérience utilisée pour valider notre paramétrage fait partie du projet d'inter-comparaison European Cloud System (EUROCS). Il suit le cycle diurne des cumulus pour la journée du 21 juin 1997, entre 1230UTC et 0130UTC au-dessus des sites d'observations des grandes plaines du sud (Southern Great Plain, SGP) de l'Atmospheric Radiation Measurement (ARM) indiqués sur la figure 3.1. Cette journée est choisie car elle a un cycle diurne typique de convection restreinte.

Les observations pour cette journée ont été analysées dans un projet d'intercomparaison de modèles de Simulation aux Grandes échelles de Turbulences (Large Eddy Simulation, LES) dont les résultats sont présentés dans l'article de Brown et al. [Brown et al., 2002]. Ces résultats ont montré que les LES pouvaient être utilisés au lieu des observations, même s'ils ne les remplacent pas, et donner une référence relativement solide pour les variables peu ou pas mesurées. Les huit LES étudiés dans cet article montrent peu de dispersion, en particulier en comparaison aux écarts entre les différents Modèles Colonnes (Single Column Model, SCM). De ce fait, les résultats d'un seul LES sont utilisés comme référence dans l'expérience suivie pour notre validation, celui de l'Institut Météorologique Royal Néerlandais (KNMI) [Cuijpers et Duynkerke, 1993].

Le protocole et les résultats du projet d'intercomparaison ont été reportés dans l'article de Lenderink et al. [Lenderink et coauthors, 2004]. Les nuages présents durant la journée de cette expérience sont en quasi-totalité des nuages de convection restreinte.

Nous analysons de façon similaire la couverture nuageuse ainsi que la physique s'y rattachant, plus particulièrement le rayonnement solaire incidente à la surface.

Les deux premières variables présentées dans la figure 3.2 sont la couverture nuageuse totale intégrée verticalement en pour-cent, et le contenu en eau liquide intégré verticalement (LWP) en grammes par mètres carrés, tous deux en fonction de l'heure de la journée et moyennés par heure. En trait plein est tracée la référence, soit les résultats du LES, et en pointillé ceux du RCA, avec le paramétrage d'Albrecht pour le calcul de la couverture des nuages de convection restreinte. Nous observons sur cette figure que :

- l'enclenchement de la couverture nuageuse et celui du contenu en eau liquide intégrés verticalement du RCA sont synchrones au LES, ce qui signifie probablement que le schéma de convection restreinte s'enclenche lui aussi adéquatement.
- la fraction de couverture nuageuse dans le RCA sont légèrement sous-évalués jus-



Figure 3.1 Site SGP-ARM pour l'expérience d'intercomparaison

qu'aux environs de 17 heures puis deviennent un peu en surévalués. Ils suivent néanmoins de près les valeurs du LES.

- l'eau liquide est uniformément sous-évaluée d'environ $10g.m^{-2}$ mais suit tout de même correctement la forme des résultats du LES, hormis un artéfact du modèle colonne en fin de journée qui ne concerne pas les paramétrages physiques mais les entrées données au modèle.

Une dernière variable observée est le profil vertical de la couverture nuageuse moyenné par heure. Nous la voyons dans la figure 3.3. Le moment où se produit le déclenchement des nuages, et donc ici de la convection, ainsi que la durée du cycle, correspondent à nouveau relativement bien au LES. La fraction de couverture nuageuse suit celle du LES : le maximum de la journée se produit à peu près en même temps, cependant il est surestimé de 11% par rapport au LES. Un nouveau renforcement de la couverture qui n'est pas dans

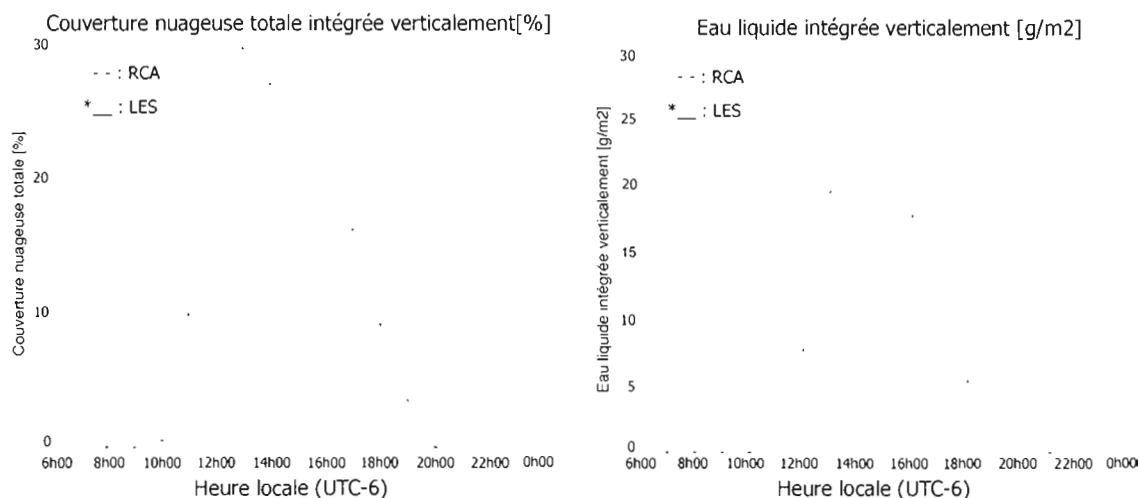


Figure 3.2 Couverture nuageuse totale intégrée verticalement à gauche et, à droite, eau liquide intégrée verticalement avec le RCA (paramétrage d’Albrecht pour la couverture nuageuse de convection restreinte). Les courbes en pointillés sont les résultats du modèle colonne et celles en trait plein les résultats du LES.

les résultats du LES se produit aux environs de 17h, correspondant à l’augmentation de la quantité d’eau liquide, ainsi qu’un dernier créé par l’artefact du modèle colonne mentionné pour la quantité d’eau liquide.

De façon générale, notre version du RCA, avec le schéma de Bechtold-Kain-Fritsch pour la convection restreinte et Albrecht pour le calcul des nuages de convection restreinte, reproduit relativement bien les différentes variables. Les cumulus étant à présent fonction des quantités d’eau du schéma de convection restreinte, leur calcul est sensible aux performances de ce schéma : si la convection restreinte est enclenchée au bon moment, les courbes sont synchrones au LES, et vérifient la validité du paramétrage de la convection autant que celle de la couverture nuageuse. Nous voyons distinctement le cycle diurne dû aux changements de flux de chaleur et d’humidité à la surface, qui sont les forçages centraux de l’atmosphère et sont conduits par le rayonnement solaire : plus le soleil est élevé dans

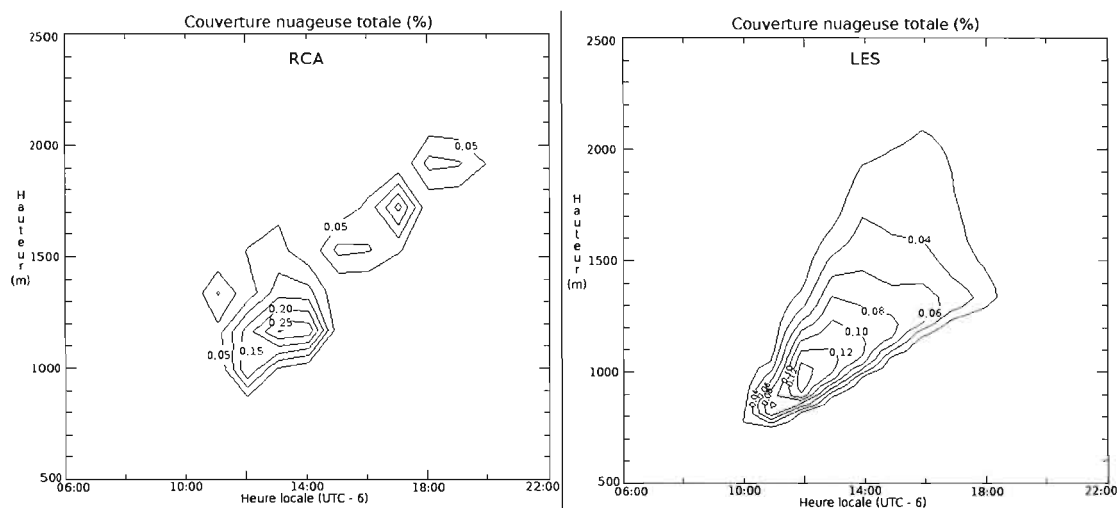


Figure 3.3 Profil vertical de la couverture nuageuse en fonction de l'heure et de l'altitude. A gauche les résultats du RCA, à droite du LES.

l'atmosphère, plus l'insolation est importante, jusqu'à arriver à un maximum aux environs de 14 heures, puis le rayonnement incidente au sol diminue à mesure que le soleil se couche ; de la même façon, plus le soleil est élevé, plus la convection restreinte est active et plus les nuages se développent, créant une diminution de la proportionnelle radiation.

Pour voir les forçages des nuages de convection restreinte sur le rayonnement incidente à la surface, nous présentons la différence des courtes (SW) et des longues (LW) longueurs d'ondes pour deux cas :

1. "Albrecht - pas de schéma de convection restreinte", en fonction de l'heure de la journée (fig. 3.4). Nous comparons ici 2 simulations dans le modèle 1D, une avec la convection restreinte (CR) et l'autre sans CR. La simulation sans CR donne beaucoup moins de radiation solaire incidente à la surface (SW) et donc à une différence positive entre les simulations "Albrecht" et "pas de CR". Ceci peut s'expliquer par la formation d'une couche limite plus fine et plus dense lorsqu'il n'y a pas de convection restreinte dans le modèle. La couche limite est alors plus humide et une couche

épaisse de stratocumulus peut se former, donnant une couverture nuageuse de 80% à 100%. A contrario, lorsque la CR peut s'enclencher, la couche limite devient bien plus profonde et le mélange de l'humidité résulte en une couverture nuageuse typique de 20% à 30%. La différence de radiation terrestre LW est négative, indiquant que la simulation sans schéma de CR a plus de LW incidents à la surface. La cause peut être la même : la couche de stratocumulus qui se forme lorsque le modèle n'a pas de CR absorbe les grandes longueurs d'ondes réémises de la surface vers l'atmosphère puis les réémet vers la surface. Nous avons ici les valeurs instantanées de le rayonnement, la correspondance n'est donc pas alignée avec la figure 3.3, mais ceci nous permet de voir l'impact sur chaque pas de temps sans annuler entre elles des périodes de variations négatives et positives. L'amplitude de la différence de radiation solaire va jusqu'à plus de $400W/m^2$, ce qui est conséquent puisque la moyenne annuelle dans la région des alizés est environ de 300 à $500 W/m^2$. Celle de le rayonnement terrestre est plus modeste. Il est important de noter que les différences des deux sortes de radiations ne s'annulent pas entre elles.

2. "Albrecht - ciel clair" : les figures 3.5 présentent la différence de radiations solaire (SW) et terrestre (LW) incidentes à la surface entre 2 simulations à nouveau. Cette fois-ci, les 2 ont une schéma de CR, mais la seconde simulation ("ciel clair") n'a pas de paramétrage de nuages, ce qui revient en terme de radiation à un ciel clair. On observe ainsi le forçage radiatif des nuages (CRF) à la surface, c'est-à-dire l'impact direct des nuages de convection restreinte sur le rayonnement. Si les 2 simulations ont de la CR qui enclenchent, la seconde n'a pas de nuage qui se forme et donc toute le rayonnement solaire arrive à la surface, d'où une différence négative pour la SW. Il est notable que des différences de plus de $200W/m^2$ résultent pour le forçage radiatif des nuages de CR. La simulation "ciel clair" ne réémet pas de LW, contrairement à celle où des nuages de CR se développent, ce qui explique une différence positive pour le rayonnement terrestre incidente à la surface. A nouveau, les différences pour

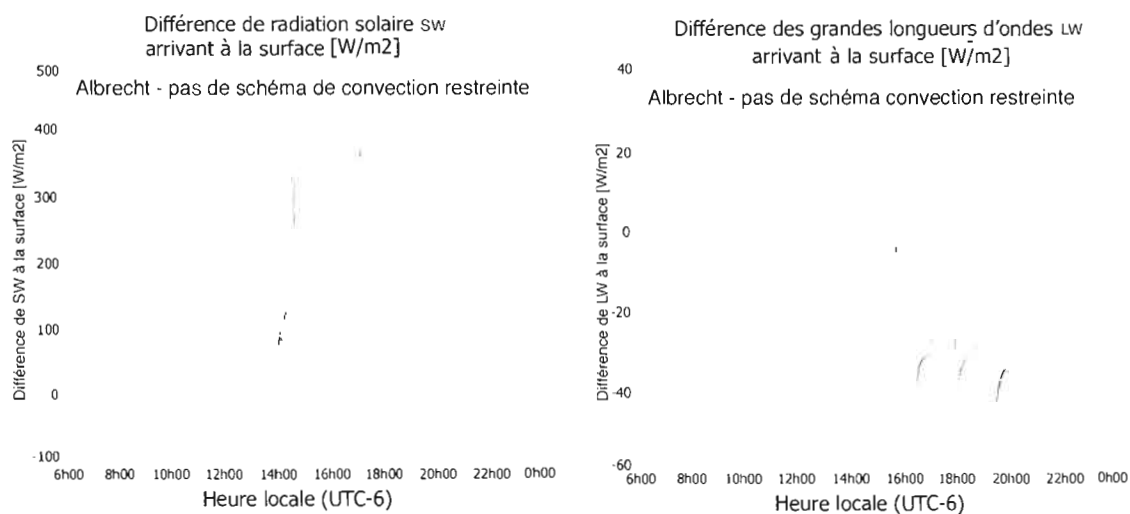


Figure 3.4 Différence entre les résultats du modèle avec Albrecht et le modèle sans paramétrage pour la convection restreinte ; à gauche le rayonnement solaire et à droite les grandes longueurs d'ondes, toutes deux incidentes à la surface.

le rayonnement terrestre sont plus modestes et les différences des deux sortes de radiations ne s'annulent pas entre elles.

La quantité des nuages de convection restreinte a donc une forte influence sur le rayonnement solaire incidente à la surface. De ce fait, avoir un paramétrage adéquat pour représenter la couverture nuageuse de ces cumulus est important.

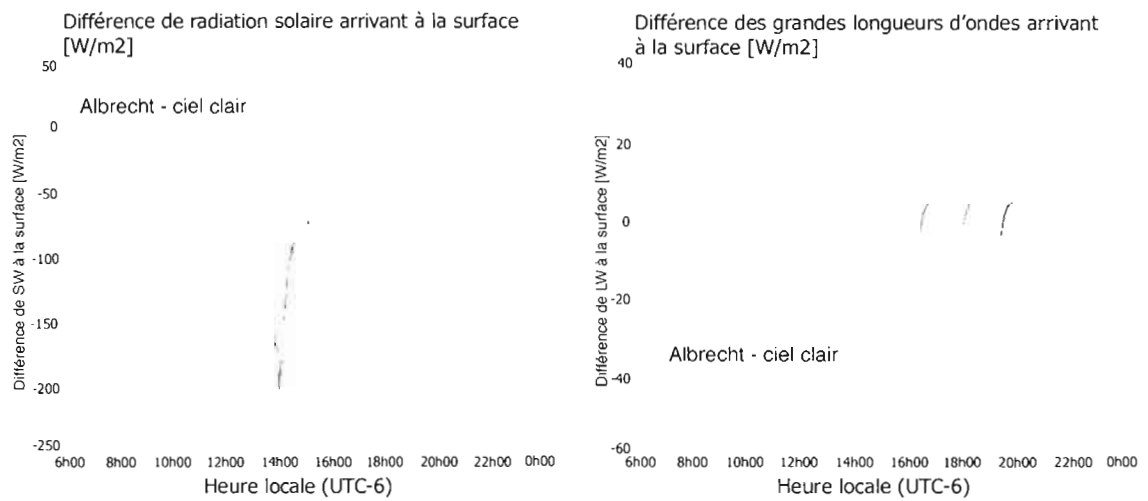


Figure 3.5 Différence entre les résultats du modèle avec Albrecht et le modèle sans eau liquide (ciel clair) ; à gauche le rayonnement solaire et à droite les grandes longueurs d'ondes, toutes deux incidentes à la surface.

CHAPITRE IV

EXPÉRIENCE DU GPCI AVEC LE MRCC

4.1 Description de l'expérience du GPCI

Pour étudier la couverture nuageuse de convection restreinte dans le MRCC, nous suivons le protocole du GPCI. Le domaine prescrit comprend la transition entre les latitudes moyennes et l'ITCZ, soit la cellule de Hadley et les 3 régimes de nuages décrits dans l'introduction. Les résultats sont donnés sur une section verticale définie par 13 points entre $(235^{\circ}\text{E}, 35^{\circ}\text{N})$ et $(187,5^{\circ}\text{E}, 1^{\circ}\text{S})$, par intervalles de 4° de longitude et 3° de latitude, et ce pour deux saisons : juin-juillet-août (JJA) 1998 et JJA 2003. Nous n'étudions pour notre part que la saison 1998. Les conditions limites imposées sont la température à la surface de la mer (SST), donnée en fonction de la latitude dans la figure 4.1, et les champs latéraux, qui sont ceux de l'ECMWF. Afin de pouvoir détecter les cycles diurnes, les champs sont demandés aux 3 heures.

La saison JJA 1998 et la même section verticale avaient déjà été utilisées par le projet d'intercomparaison de modèles de circulation générale EUROCS. Ces résultats font l'objet d'un article publié par Siebesma et al. [Siebesma et al., 2004] dont certains sont brièvement décrits dans la sous-section suivante.

La figure 4.2 montre la région d'étude pour le MRCC en projection polaire-stéréographique : le rectangle rouge représente le domaine du GPCI en 2 dimensions et les pointillés rouges

la section verticale pour lesquels les résultats sont donnés. Le rectangle bleu est le domaine libre du MRCC, à l'extérieur duquel se trouve la zone éponge de 9 points de grille. Les isolignes représentent la couverture nuageuse moyenne telle que donnée par les observations d'ISCCP pour JJA 1998. Le MRCC utilise une grille de type Arakawa-C de 115x75 points de grille en projection polaire-stéréographique, avec une taille de maille de 180km vrai à 60°N. Il y a 29 niveaux verticaux allant jusqu'à 10mb. Les conditions frontières utilisées sont les réanalyses NCEP/NCAR 1 [Kalnay et al., 1996] à 2,5 degrés de taille de maille pour l'atmosphère et les moyennes mensuelles de l'Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP) à 1 degré de taille de maille pour la température à la surface de la mer. Les simulations débutent le 21 mai 1998 afin d'obtenir les résultats pour JJA 1998, et ont un pas de temps de 15 minutes.

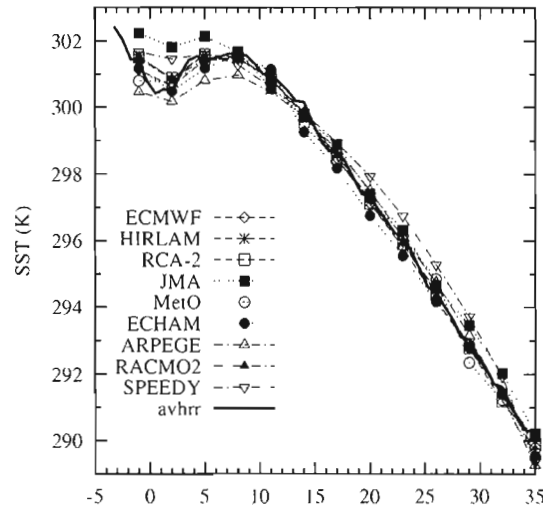


Figure 4.1 Température à la surface de l'eau le long de la section verticale imposée pour l'expérience du GPCI. Les différentes courbes représentent les modèles ayant participé à l'étude.

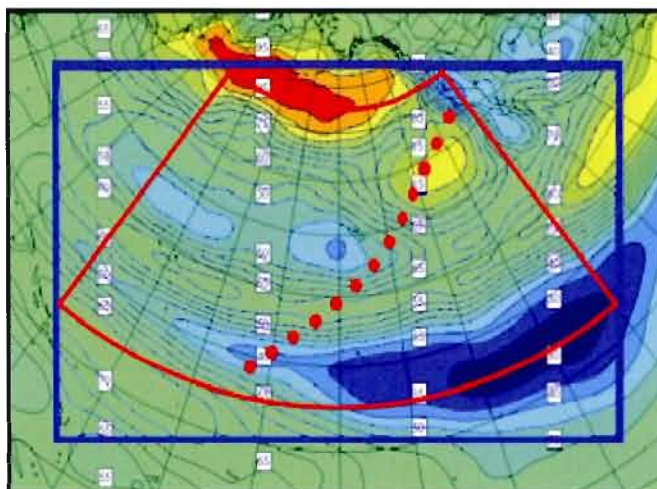


Figure 4.2 Domaine d'étude du MRCC dans le cadre de l'expérience du GPCI. Le rectangle rouge représente le domaine du GPCI en 2 dimensions et les pointillés rouges la section verticale pour lesquels les résultats sont donnés. Le rectangle bleu est le domaine libre du MRCC, à l'extérieur duquel se trouve la zone éponge de 9 points de grille. Les contours représentent la couverture nuageuse moyenne telle que donnée par les observations de ISCCP pour juin-juillet-août (JJA) 1998.

4.2 Résultats généraux des modèles pour l'étude d'intercomparaison d'EUROCS.

Nous montrons, dans la figure 4.3, 3 figures prises de l'article de Siebesma et al. [Siebesma et al., 2004] afin d'avoir une idée générale des performances des modèles ayant participé à l'expérience EUROCS et de comparer nos résultats aux leurs :

- a) la couverture nuageuse totale intégrée verticalement en fonction de la latitude avec, comme référence, les observations d'ISCCP. On y voit clairement les 3 régions clefs : la région de subsidence entre 35 et 25 degrés, avec une couverture nuageuse autour de 80% qui correspond aux stratocumulus ; la région de convection restreinte entre 25 et 10 degrés dans laquelle la couverture nuageuse baisse soudainement jusqu'à un minima de 40% autour de 15 degrés puis remonte à mesure qu'on

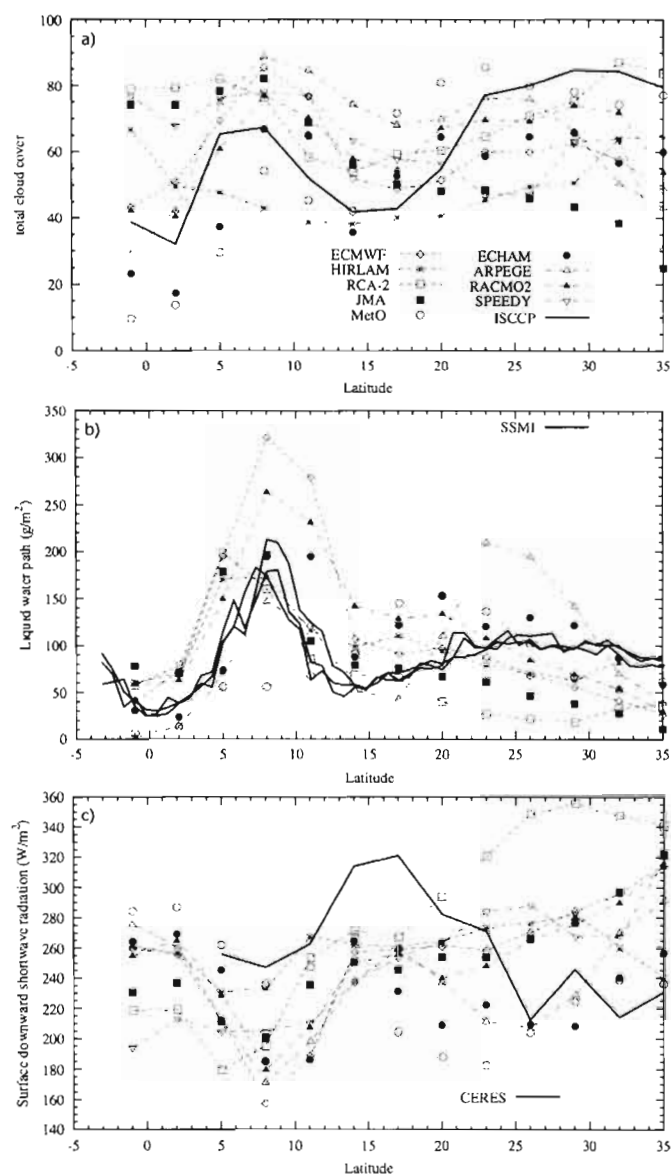


Figure 4.3 3 figures prises de l'article de Siebesma et al. [Siebesma et al., 2004]. a) La couverture nuageuse totale en fonction de la latitude avec, comme référence, les observations d'ISCCP. b) La quantité d'eau liquide intégrée verticalement (LWP) en fonction de la latitude. La référence est ici les estimations des satellites de SSMI. c) Le flux de radiation solaire incident à la surface le long des latitudes avec les observations de CERES.

se dirige vers l'ITCZ, et finalement la région de convection profonde entre 5 et 10 degrés où la couverture nuageuse remonte aux environs de 70%. Les résultats de la vitesse verticale (non-représentés), montrent que la plupart des modèles reproduisent bien la cellule de Hadley et ont une bonne représentation dynamique des 3 régions. Selon ce découpage, les modèles sous-estiment de façon évidente la quantité de stratocumulus et surestiment les nuages de convections restreinte et profonde. Dans les environs de l'ITCZ le biais de couverture nuageuse est moins tranché.

- b) nous voyons ici comment la quantité d'eau liquide intégrée verticalement (LWP) varie avec la latitude et, en référence, les données des satellites de SSMI. Ces résultats appuient ceux du premier graphique, puisque les modèles sous-estiment en général l'eau liquide dans la région de subsidence, alors qu'ils la surestiment dans les alizés. Cette variable est souvent utilisée dans le paramétrage de la couverture nuageuse, ce qui peut expliquer la relation entre leurs biais dans la majorité des modèles.
- c) le flux de radiation solaire incident à la surface le long des latitudes. Les observations de CERES montrent un comportement qui correspond bien à la couverture nuageuse donnée par ISCCP : on trouve plus de radiation solaire dans la région de convection restreinte, où les nuages sont morcelés et couvrent moins l'atmosphère, et moins de radiation dans la région des stratocumulus, qui forment une couche de réflexion et d'absorption. Dans les modèles, en général, trop de radiation solaire arrive à la surface et pas assez dans la région de convection restreinte, correspondant au fait que l'atmosphère absorbe ou réfléchit plus ou moins d'ondes courtes selon la quantité de nuages et d'eau liquide qui y sont présents. Cette corrélation n'est cependant pas seule responsable du comportement radiatif des modèles. La formulation de le rayonnement elle-même a des paramètres et des sensibilités qui peuvent être responsables de ces variations.

Les résultats des réanalyses ERA40 sont rappelés sur la figure 4.4 et permettent, avec les résultats de Siebesma et al., d'analyser nos propres simulations présentées dans la suite de ce chapitre.

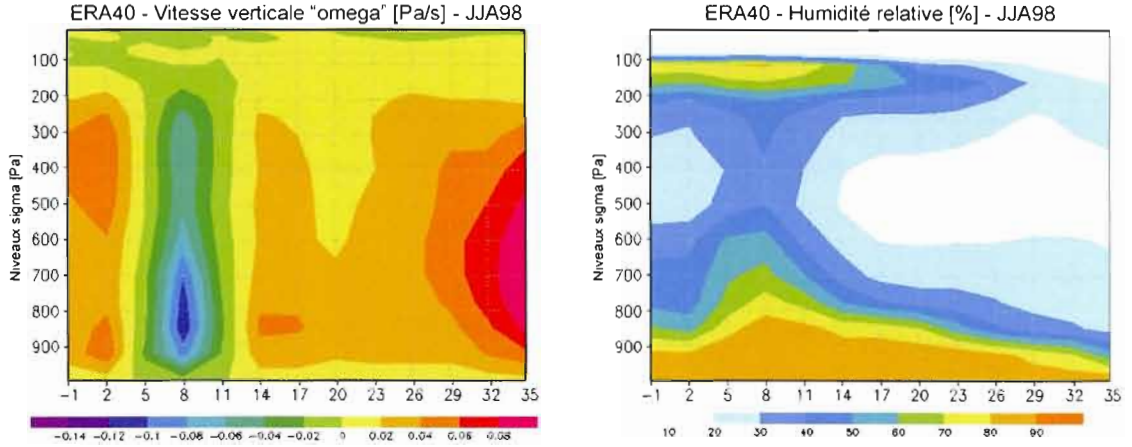


Figure 4.4 Résultats des réanalyses ERA40 pour la vitesse verticale à grande échelle et l'humidité relative, toutes deux en fonction de la latitude nord et de l'altitude.

4.3 Résultats des différents paramétrages de nuages de convection restreinte dans le MRCC

Les simulations présentées utilisent la version de base du MRCC (MRCCbase, section 2.1) et testent différents paramétrages de la couverture nuageuse de la convection restreinte, expliqués dans la section 2.2.

4.3.1 Paramétrage d'Albrecht comparé au MRCC de base

Dans cette expérience, nous paramétrons la couverture nuageuse de la convection restreinte selon la méthodologie d'Albrecht expliquée dans la section 2.2.1 : la couverture nuageuse σ est calculée avec :

$$\sigma = \frac{SR - 1}{SR - RH}$$

où $RH = \frac{\bar{q}}{\bar{q}_s}$ et $SR = \frac{q_0 + l_0}{\bar{q}_s}$.

Les résultats sont comparés au paramétrage original, soit le maximum entre 30% des nuages de grande échelle et 10%.

La figure 4.5 présente les structures verticales pour JJA 1998 : en haut, la vitesse verticale à grande échelle, au milieu, l'humidité relative, et en bas, la couverture nuageuse, tous 3 en fonction de l'altitude sigma en hPa et de la latitude en degrés nord.

Les graphiques 4.6 montrent : (a) la couverture nuageuse uniquement pour les pas de temps où la convection restreinte est enclenchée, (b) la hauteur du sommet de la convection restreinte, (d) la hauteur de la base de la convection restreinte, également moyennée uniquement lorsque la convection restreinte est enclenchée, et (c) la fréquence de déclenchement de la convection restreinte. Ces 4 résultats sont donnés en fonction de la latitude nord pour JJA98.

Les figures 4.5 et 4.6 reproduisent les 3 régions inscrites dans la cellule de Hadley, en particulier pour la vitesse verticale à grande échelle : une convection intense et profonde entre $5^{\circ}S$ et $11^{\circ}N$, là où se trouve l'ITCZ, et une importante subsidence autour de $35^{\circ}N$, qui correspond à la branche descendante de la cellule de Hadley.

L'humidité relative permet de suivre l'évolution de la couche limite entre les régions de subsidence et de convection profonde. Afin de la visualiser, nous pouvons raisonnablement prendre la frontière de la couche limite à 80% d'humidité relative. Nous suivons alors un approfondissement graduel relativement similaire pour les deux paramétrages à mesure que nous nous approchons de l'ITCZ, ce qui s'explique par le fait que la température de l'eau de la mer augmente, permettant une intensification de la convection.

Les fréquences de déclenchement de la convection restreinte sont pour les deux paramétrages du même ordre. Elles ont une forme de cloche autour d'un maximum qui ap-

proche les 100% dans la région de convection restreinte, aux environs de 17 degrés de latitude, suivie d'un second pic vers l'ITCZ, plus prononcé pour le MRCCbase original. Cela correspond aux résultats auxquels on s'attend dans ces différentes régions. L'altitude de la base de la convection restreinte est comparable dans les 2 simulations, en particulier dans la région concernée, cependant le sommet de la convection restreinte est notablement plus bas dans le cas où le paramétrage d'Albrecht est introduit : dans ce cas, les nuages de convection restreinte plafonnent plus bas et, du fait que l'eau liquide est moins dispersée, cela donne une couverture nuageuse moyenne largement surestimée dans la région de convection restreinte.

Le paramétrage d'origine du MRCC donne dans ce cas-ci de meilleurs résultats, ce qui s'explique par le fait que la couverture nuageuse est forcée à un maximum de 30%, alors que le paramétrage d'Albrecht laisse la liberté entre 0 et 100%. Cependant, le point fort des résultats obtenus avec Albrecht est qu'ils dépendent de la physique du processus de convection restreinte, puisque les quantités d'eaux de convection sont prédictes de la quantité de ces nuages. Il est difficile de pointer la raison de cette différence dans la hauteur du sommet de la convection restreinte et de sa couverture nuageuse, et les tests dans le modèle colonne nous donnaient également une surestimation de la couverture nuageuse lorsque le paramétrage d'Albrecht était présent. La modification expliquée dans la section 2.2.2 et dont les résultats suivent, permet d'atténuer la quantité d'eau liquide comptabilisée dans la couverture nuageuse des cumulus.

4.3.2 Paramétrage d'Albrecht modifié

Pour cette simulation, nous modifions le paramétrage selon les critères expliqués dans la section 2.2.2 : un maximum calculé sur des critères physiques est imposé à la quantité d'humidité spécifique de l'eau liquide (l'_o). Pour rappel, l'_o est utilisée pour le calcul du ratio de saturation virtuelle (SR), et ce en fonction de l'humidité spécifique de saturation (q_s).

l_o pouvant desfois dépasser la quantité $\bar{q}_s - \bar{q}$, plus d'eau serait évaporable que la quantité permise avant condensation, surévaluant ainsi le SR disponible pour maintenir le nuage et empêcher la dissipation.

Les résultats de cette simulation et de ceux du MRCCbase original sont présentés sur la figure 4.7 pour les structures verticales et sur la figure 4.8 pour les variables reliées à la convection restreinte uniquement. Ces résultats sont relativement proches de ceux de la section précédente, quelques points d'amélioration sont cependant notables :

- la vitesse verticale à grande échelle nous montre que la convection est plus intense sous 800hPa au niveau de l'ITCZ, la subsidence légèrement moins présente dans la région de convection restreinte, ce qui est plus proche des réanalyses que MRCCbase original ou MRCCbase avec Albrecht
- dans la zone de convection restreinte, entre 26 et 14 degrés nord, la couche limite s'approfondit plus nettement, ce qu'on peut voir en suivant une humidité relative de 80% ainsi qu'au niveau du profil vertical de la couverture nuageuse
- les fréquences de déclenchement sont quasi-identiques, ce qui est souhaitable
- les hauteurs du sommet et de la base de la convection restreinte sont plus élevées avec Albrecht modifié, ce qui peut expliquer que l'humidité relative, bien que toujours en excès au sommet de la couche limite, est distribuée plus profondément. Cela se répercute sur la quantité des nuages de convection restreinte comme nous pouvons voir sur le profil vertical des nuages, dont les maximums sont plus hauts et de quantité plus raisonnable qu'avec le paramétrage d'Albrecht.

Par rapport aux résultats obtenus avec le paramétrage d'Albrecht, l'ensemble est plus adéquat : la quantité de nuage, les hauteurs de la convection restreinte et de la couche limite. Dans la région de convection restreinte plus particulièrement, les nuages sont toujours un peu surévalués par rapport au MRCCbase original, mais restent satisfaisants, tout en faisant le lien avec le schéma de convection restreinte. Nous voulons encore regarder le

comportement du modèle avec un dernier paramétrage pour la couverture nuageuse de la convection restreinte. Celle-ci est tirée d'un article d'Haiden, qui fait une généralisation du paramétrage d'Albrecht.

4.3.3 Paramétrage d'Haiden

Haiden [Haiden, 1996] a décrit une généralisation du paramétrage d'Albrecht, qui consiste à prendre en compte le budget de chaleur découlant de la dissipation des nuages en ajoutant une fermeture reliée à ce paramètre. Le calcul est expliqué dans la section 2.2.3.

Les résultats de cette simulation et de ceux du MRCCbase original sont présentés sur la figure 4.7 pour les structures verticales et sur la figure 4.9 pour les variables reliées à la convection restreinte uniquement. A nouveau, les différentes régions de la cellule de Hadley s'identifient bien et l'analyse ressemble à ce que l'on obtient avec Albrecht mais il est notable que :

- les fréquences de convection restreinte sont similaires, sauf à 17 degrés nord où la fréquence baisse de 5% dans le cas d'Haiden
- la couche de nuages de convection restreinte est un peu plus profonde avec le paramétrage d'Haiden et la couverture plus importante, surtout au bas de cette couche
- les hauteurs du sommet et de la base de la convection restreinte sont légèrement plus hautes au nord de 13 degrés et plus basses, surtout le sommet, vers l'ITCZ

De façon générale, avec le paramétrage d'Haiden, les nuages de convection restreinte sont plus importants de 5% à 10%, mais le profil vertical de tous les nuages indique un excès de 10 à 15% dans la région de convection restreinte, en particulier à 17 degrés nord où se situe le maximum et où la fréquence de convection restreinte passe de 95% à 90%.

La subsidence est plus importante avec Haiden dans cette région et la couche de

convection restreinte moins profondes entre 14 et 20 degrés, bien qu'elle ne soit pas plus basse. Ceci pourrait expliquer un mélange moins efficace et donc que l'eau, dispersée moins profondément, présente une quantité d'eau liquide plus grande pour les nuages qui seront de ce fait plus importants.

4.3.4 Impact sur le rayonnement des différents paramétrages des nuages de convection restreinte

Nous avons, sur la figure 4.10, le rayonnement solaire incident à la surface pour le MRCC de base, calculée respectivement avec le paramétrage d'Albrecht, Albrecht modifié, et la généralisation d'Haiden. Ces résultats montrent que le rayonnement est effectivement sensible aux paramètres d'humidité du schéma de convection restreinte couplé au calcul de la couverture nuageuse. Ainsi entre le paramétrage d'Albrecht et le paramétrage d'Albrecht modifié, nous arrivons jusqu'à $90W/m^2$ de différence pour le rayonnement solaire incident à la surface, ce dernier se rapprochant des observations CERES. Dans la région de subsidence, entre 25 et 35 degrés nord, nous constatons que les simulations donnent une large surestimation de le rayonnement solaire incident par rapport aux observations. Ceci est lié à la sous-estimation des stratocumulus et de la quantité d'eau liquide dans cette région. Dans la région de convection restreinte, le rayonnement solaire est sous-estimée car tous les paramétrages donnent une trop grande quantité de nuages de convection restreinte. Aussi en partie car l'humidité relative (HR) au sommet de la couche limite est trop humide. En effet, l'HR est supérieure à 90% dans toutes les simulations du MRCC, alors que dans ERA40 (cf figure 4.4), l'HR est d'environ 85%. Ceci peut indiquer un manque d'entraînement au sommet des nuages.

Nous testons une dernière modification qui pourrait influencer la quantité d'eau disponible dans le schéma de convection restreinte et donc la couverture nuageuse : l'ajout de la précipitation de convection restreinte.

4.3.5 La précipitation des nuages de convection restreinte

Dans le modèle original, la précipitation peut être présente dans 2 situations : lors de la condensation à grande échelle et lorsqu'il y a de la convection profonde. En particulier, le schéma de convection est tel qu'il n'y a pas de précipitation possible lorsqu'il y a de la convection restreinte. Ce choix est usuel dans les schémas de convection et repose sur l'absence de pluie observée. Les nuages de convection restreinte au-dessus des continents sont aussi appelés nuages de beau-temps, ce qui peut appuyer cette absence de précipitation, cependant au-dessus des alizés ces nuages peuvent être associés à de la pluie et des explications peuvent être proposées quant à l'absence de pluie relevée dans les observations :

- dans ces zones chaudes, la précipitation peut s'évaporer avant d'atteindre la surface, ce qui n'empêche pas un transport de l'eau vers le bas
- de même la précipitation peut s'évaporer dans les réservoirs d'observation
- la quantité de pluie restant petite, elle peut rester dans les marges d'erreurs des observations

Nous avons donc implémenté la précipitation de convection restreinte dans le schéma de convection du MRCC. Puisque la convection restreinte du schéma de Bechtold-Kain-Fritsch ne met pas de processus de *downdraft* (cf. section 1.4), nous faisons de même pour la précipitation de convection restreinte. Pour le reste tout est identique au paramétrage de la précipitation de convection profonde, qui suit la description de [Ogura et Cho, 1973]. Cette simulation a été faite dans le MRCCbase avec le paramétrage d'Albrecht pour la couverture nuageuse de convection restreinte. Nous voyons les résultats dans les figures 4.11 et 4.12. La première chose notable est que ce changement a un impact visible sur la précipitation convective (figure 4.11) mais aussi sur les nuages et l'eau liquide en général dans le modèle.

La fréquence d'activité de la convection restreinte (figure 4.11) baisse drastiquement, en particulier dans la zone concernée de convection restreinte, et passe d'un maximum

de 95% à un maximum de 70%. Il est probable que cette baisse d'activité soit due à la diminution d'eau liquide présente dans la couche limite, comme nous le voyons sur le graphique de l'eau liquide intégrée verticalement, présenté sur la même figure. De ce fait, la profondeur de la convection est fortement réduite, le mélange ne se fait plus efficacement et au final, les nuages de convection restreinte sont surestimés et ont une couverture qui peut avoir jusqu'à 30% de plus. Sur la figure 4.12, si nous regardons la coupe verticale de l'ensemble des nuages, nous voyons que dans la région de convection restreinte la couverture nuageuse est plus forte, mais parallèlement la couche de nuage est moins profonde, ceci puisque la convection restreinte est plus basse. De ce fait, si nous regardons la couverture nuageuse totale intégrée verticalement, les résultats sont relativement semblables pour la simulation avec ou sans précipitation de convection restreinte, ce qui a pour effet de ne pas faire de changement significatif sur le rayonnement solaire.

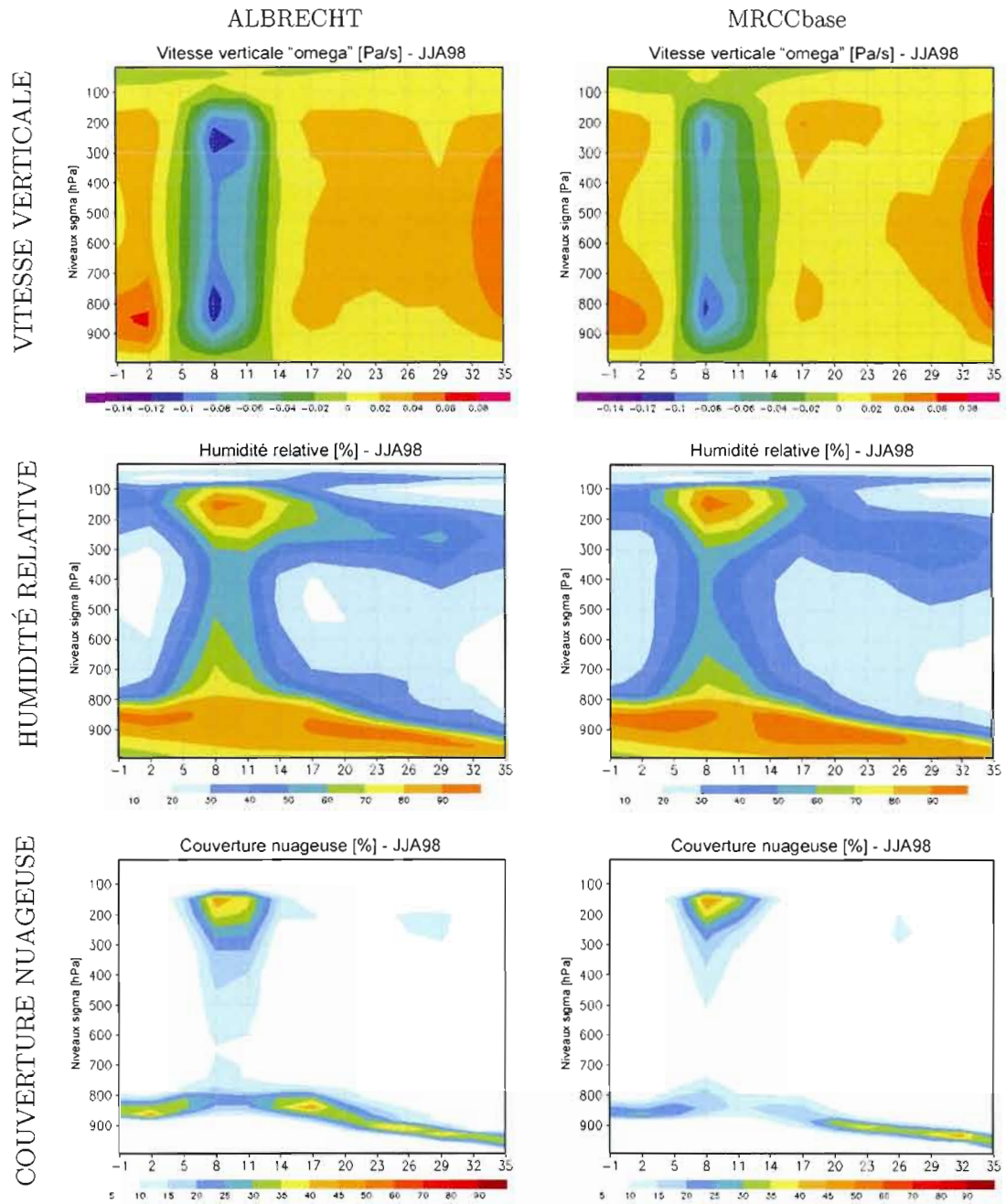


Figure 4.5 Structures verticales pour 2 paramétrages de la couverture nuageuse de convection restreinte dans le MRCCbase : Albrecht versus MRCCbase. Les résultats sont pour JJA 1998. En haut : la vitesse verticale à grande échelle, au milieu : l'humidité relative, en bas : la couverture nuageuse, tous 3 en fonction de l'altitude sigma en hPa et de la latitude en degrés nord.

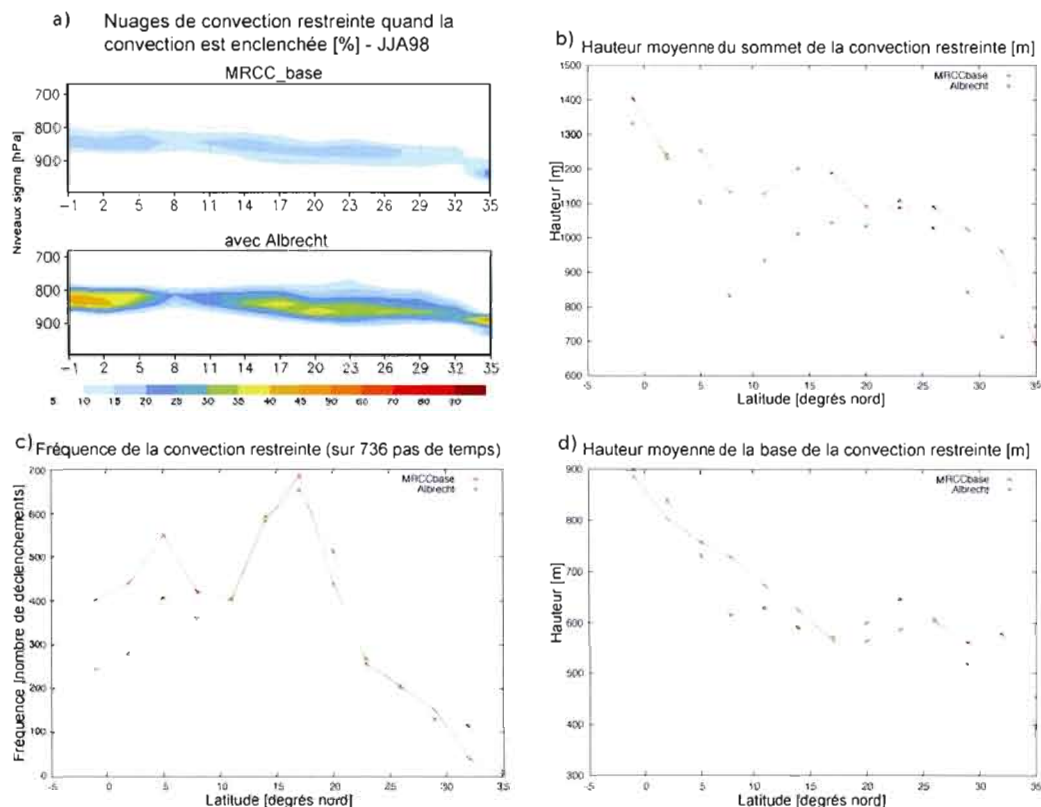


Figure 4.6 Analyses des résultats concernant la convection restreinte pour les 2 paramétrages de cumulus, Albrecht versus original (MRCCbase), pour JJA98. Sont présentés : a) la couverture nuageuse moyennée uniquement lorsque la convection restreinte est enclenchée, en fonction de l'altitude sigma en hPa et de la latitude en degrés nord, c) la fréquence de déclenchement de la convection restreinte ainsi que les altitudes moyennes de la base (d) et du sommet (b) de la convection restreinte, à nouveau moyennés uniquement lorsque la convection restreinte est enclenchée, ces 3 derniers résultats sont en fonction de la latitude en degrés nord.

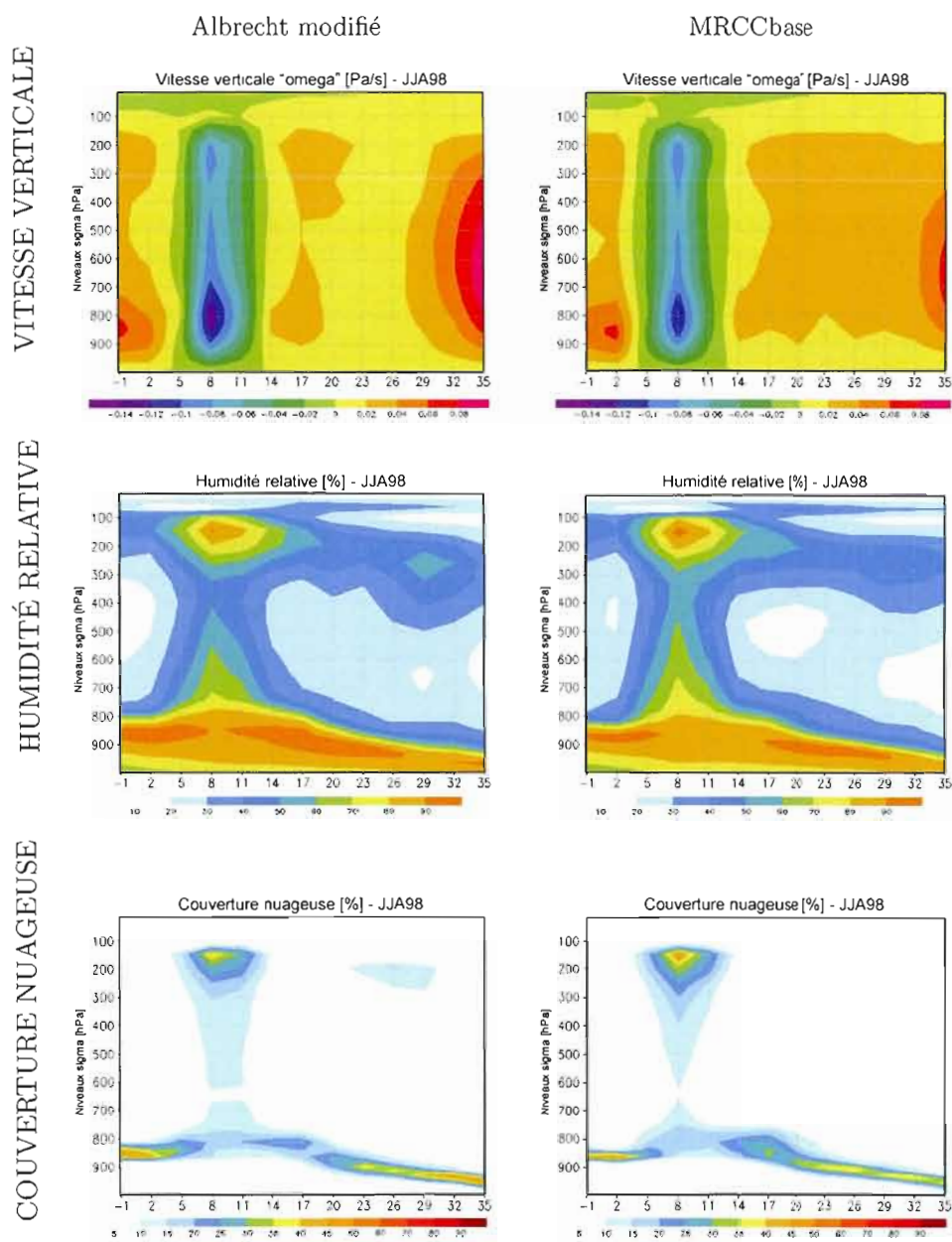


Figure 4.7 Structures verticales pour 2 paramétrages de la couverture nuageuse de convection restreinte dans le MRCCbase : Albrecht modifié et MRCCbase. Les résultats sont pour JJA 1998. En haut : la vitesse verticale à grande échelle, au milieu : l'humidité relative, en bas : la couverture nuageuse, tous 3 en fonction de l'altitude sigma en hPa et de la latitude en degrés nord. Pour comparaison, se reporter aux résultats pour le paramétrage d'Albrecht sur la figure 4.5

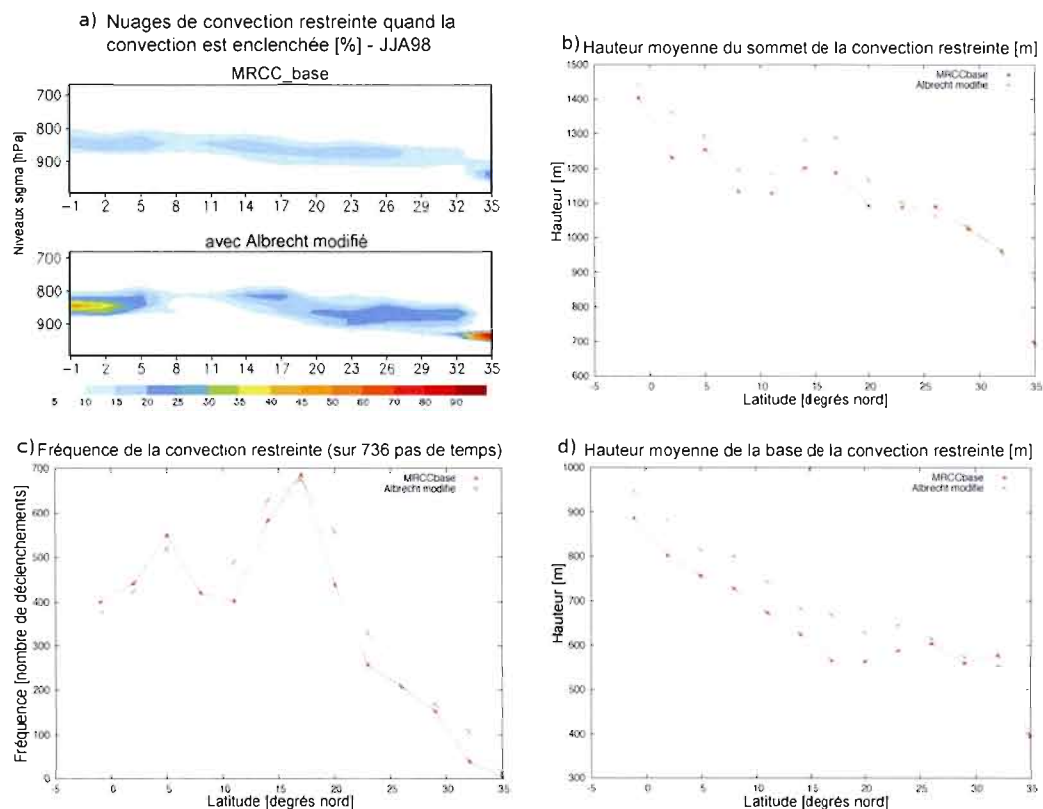


Figure 4.8 Analyses des résultats concernant la convection restreinte pour les 2 paramétrages de cumulus, Albrecht modifié versus original (MRCCbase), pour JJA98. Sont présentés : a) la couverture nuageuse moyennée uniquement lorsque la convection restreinte est enclenchée, en fonction de l'altitude sigma en hPa et de la latitude en degrés nord, c) la fréquence de déclenchement de la convection restreinte ainsi que les altitudes moyennes de la base (d) et du sommet (b) de la convection restreinte, à nouveau moyennés uniquement lorsque la convection restreinte est enclenchée, ces 3 derniers résultats sont en fonction de la latitude en degrés nord.

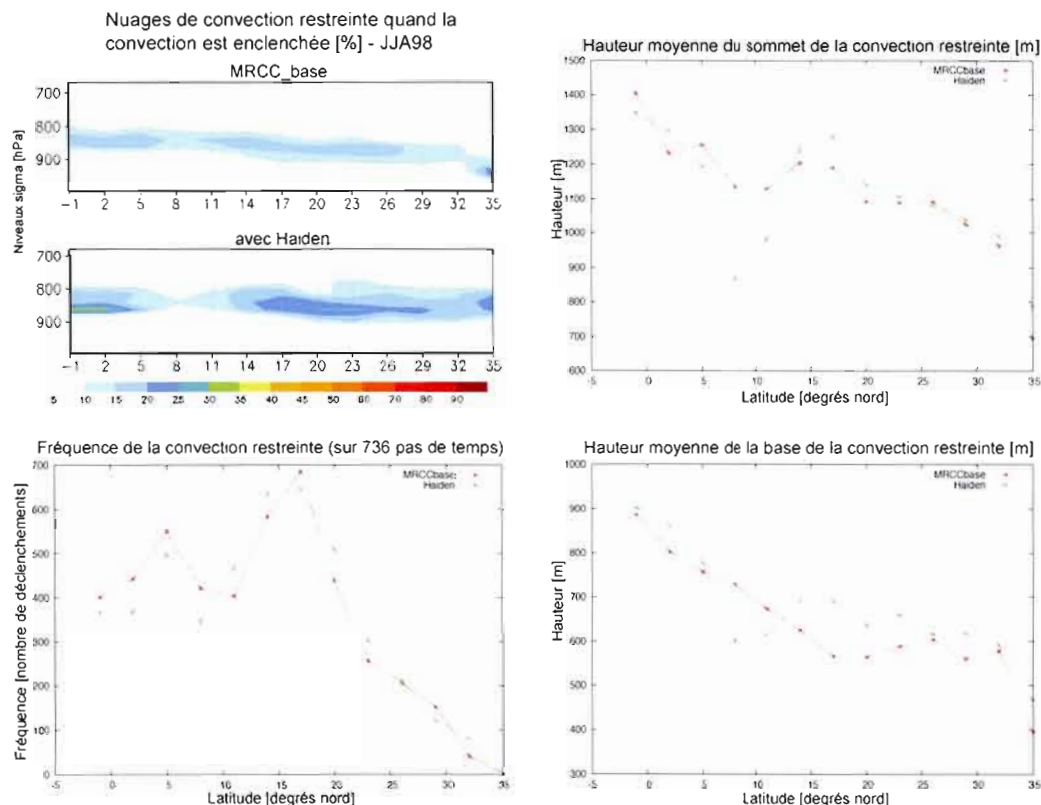


Figure 4.9 Analyses des résultats concernant la convection restreinte pour les 2 paramétrages de cumulus, Haiden versus original (MRCCbase), pour JJA98. Sont présentés : la couverture nuageuse moyennée uniquement lorsque la convection restreinte est enclenchée, en fonction de l'altitude sigma en hPa et de la latitude en degrés nord, la fréquence de déclenchement de la convection restreinte ainsi que les altitudes moyennes de la base et du sommet de la convection restreinte, à nouveau moyennés uniquement lorsque la convection restreinte est enclenchée, ces 3 derniers résultats sont en fonction de la latitude en degrés nord.

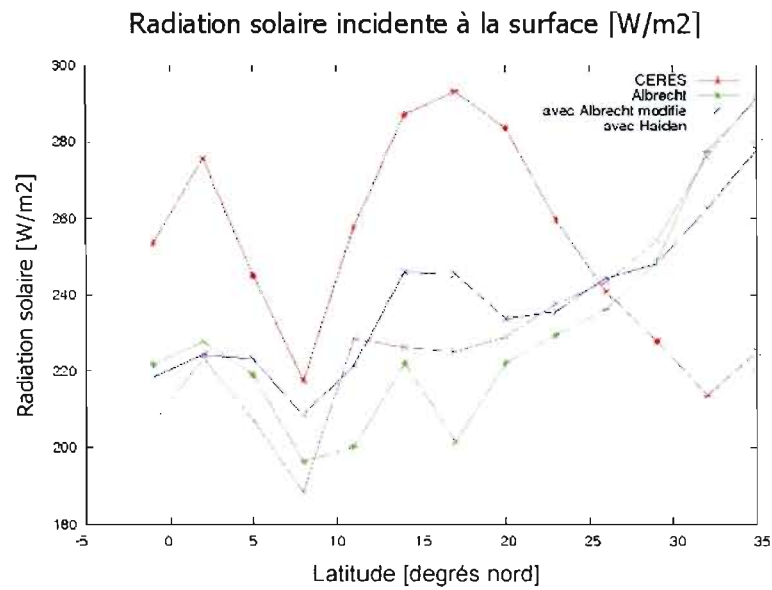


Figure 4.10 Rayonnement solaire incident à la surface pour les expériences qui consistent uniquement sur le paramétrage de la quantité de nuages de convection restreinte : Albrecht, Albrecht modifié et Haiden.

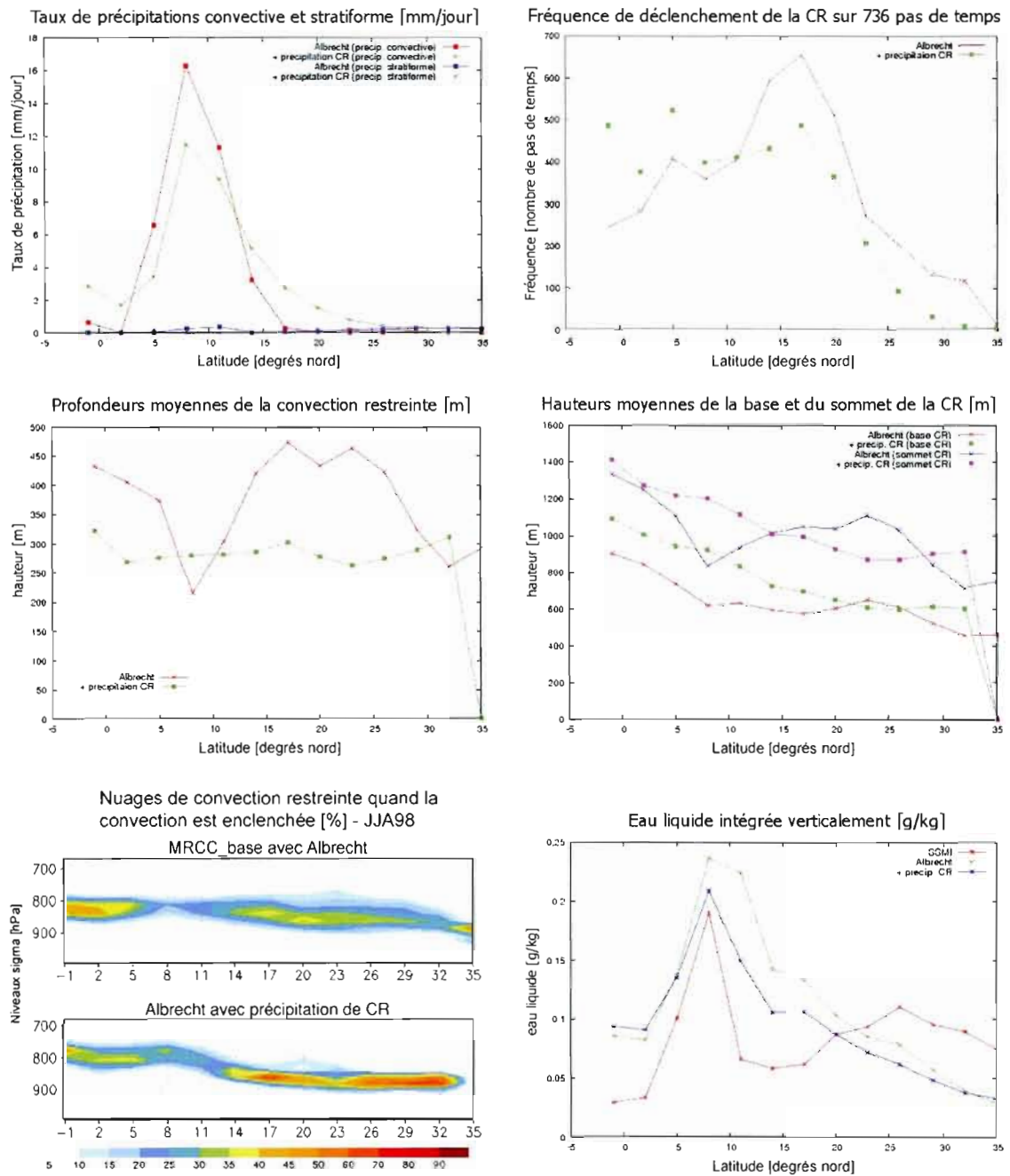


Figure 4.11 Pour le MRCC avec le paramétrage d'Albrecht avec et sans précipitation. Sont présentés : le taux de précipitation convective, la fréquence de déclenchement de la convection restreinte (CR), les profondeurs et hauteurs moyennes de la CR et l'eau liquide intégrée verticalement, tous en fonction de la latitude. Aussi, la coupe verticale de la couverture nuageuse de CR.

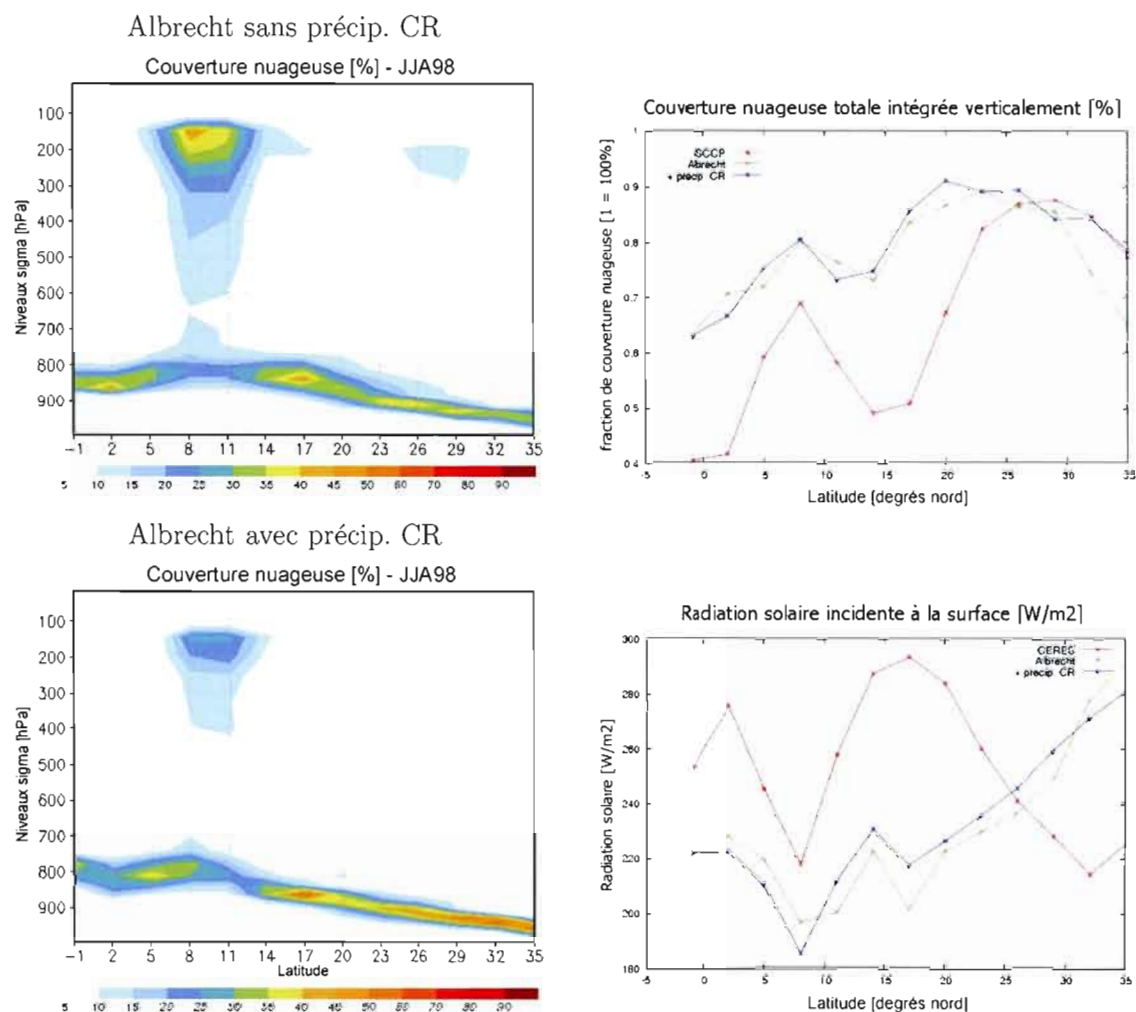


Figure 4.12 Profils pour le MRCC avec le paramétrage d'Albrecht, avec et sans précipitation de convection restreinte, JJA 1998. De gauche à droite : couverture nuageuse en fonction de l'altitude et de la latitude, en haut sans précipitation (original), en bas avec précipitation ; couverture nuageuse totale intégrée verticalement et rayonnement solaire incident à la surface.

CONCLUSION

L'objectif de ce projet est d'étudier un nouveau paramétrage de la couverture nuageuse de la convection restreinte, qui prenne en compte la physique qui se produit dans l'atmosphère lorsque ces nuages sont formés. Les nuages de convection restreinte sont morcelés et de tailles disparates, et sont l'expression de la convection restreinte qui nécessite elle-même un paramétrage complexe à modéliser.

Ces nuages sont particulièrement importants dans la région des alizés, où ils ont un impact significatif sur la structure thermodynamique de la basse atmosphère et sur le budget énergétique à la surface par le biais de leurs interactions avec le bilan radiatif. C'est donc dans cette région que se situe notre expérience.

En premier lieu, nous avons couplé le calcul de la quantité de nuages de convection restreinte avec le schéma de convection lui-même, par l'intermédiaire des variables d'humidité de ce schéma. Le paramétrage choisi pour ce projet est celui d'Albrecht. Il est important de noter que les résultats des coupes transversales n'ont pu être comparés avec des observations. Ce sont donc des réanalyses qui nous ont servis de comparatifs. Cela met un bémol important dans l'analyse et dans l'incertitude qui peut s'y rattacher.

Après quelques tests de sensibilité dans un modèle colonne, nous avons fait notre première expérience dans le MRCC de base, où seule la couverture nuageuse de convection restreinte a été modifiée. Les résultats pour ce paramétrage ont été encourageants : nous n'avons qu'une surestimation de la couverture nuageuse d'environ 15% qui semble directement liée à la distribution verticale de l'humidité. Bien que les résultats soient moins proches des réanalyses et observations qu'avec le MRCC de base, concernant la couverture

nuageuse et ce qui en découle nous avons en contrepartie un calcul plus physique et qui va être modulé par les paramètres d'humidité de la convection restreinte.

A la suite de cela, 2 séries d'expériences ont été faites :

1. tout d'abord nous avons essayé 2 variantes du paramétrage d'Albrecht afin d'affiner physiquement les résultats. La première est une modification sur la variable de l'eau condensée utilisée par le paramétrage d'Albrecht, la seconde est une généralisation du paramétrage d'Albrecht proposée par Haiden. Ces résultats sont présentés dans les figures 4.7 à 4.10
2. dans une seconde partie, nous avons pris le MRCC de base avec le paramétrage d'Albrecht, et avons tenté d'ajouter la précipitation de convection restreinte dans le schéma de convection afin d'ajuster la quantité d'eau liquide. Ces résultats sont présentés sur les figures 4.11 et 4.12

Les paramétrages d'Albrecht modifié et d'Haiden sont tous deux plus satisfaisants dans ce cadre-ci que les résultats avec Albrecht. En effet, les nuages dans la région de convection restreinte deviennent plus, voir trop importants par rapport au MRCCbase original lorsque nous avons le paramétrage d'Albrecht. Cet surévaluation est modérée avec le paramétrage d'Albrecht modifié. De même, ce paramétrage donne pour cette saison des résultats les plus seyants pour la couverture nuageuse, pour la circulation à grande échelle, ainsi que pour les variables liées à la convection restreinte. Il est difficile de déterminer les causes des divers changements qui découlent du changement de calcul de la couverture nuageuse pour la convection restreinte seulement. En particulier, les hauteurs de la convection restreinte et de la couche limite dans cette région montrent une amélioration qui peut par rétroaction expliquer une meilleure représentation des nuages de convection restreinte.

Lorsque nous ajoutons la précipitation de convection restreinte, la couverture nuageuse est plus forte dans la région de convection restreinte, mais parallèlement, la couche de nuage y est moins profonde car la convection restreinte est plus basse. Ainsi, si nous

regardons uniquement la couverture nuageuse totale intégrée verticalement, les résultats sont semblables avec ou sans précipitation de convection restreinte, ce qui a pour effet de ne pas faire de changement significatif sur le rayonnement solaire.

Le fait de coupler la couverture nuageuse et le schéma de convection restreinte permet donc un paramétrage plus physique qui sera sensible aux autres paramètres, permettant des rétroactions. Comme nous venons de le voir, ces rétroactions peuvent annuler entre elles des problèmes dans la simulation et donner des résultats semblables alors que les interactions physiques sont différentes. Aussi, se baser sur des observations et des réanalyses pour imposer un comportement de la couverture nuageuse reste tentant et dans notre cas peut donner des résultats plus proches des références. Le problème d'une telle approche reste que le paramétrage ne répondra pas à la variations de variables mais à une condition d'existence uniquement. La physique est donc laissée de côté et si le nuage change de réponse aux quantités d'eau, à cause du cycle diurne par exemple, des types d'aérosols ou de la précipitation, le calcul de la couverture nuageuse ne pourra prendre en compte ces effets directs tout autant que leur possible effet. Par définition même de ce qu'est un modèle, il est important de rendre les paramétrages le plus physique possible, à moins que ces paramétrages soient statistiques. Ceci permet de meilleures capacités à représenter et observer le climat, et ceci d'autant plus pour les nuages dont le paramétrage est une limitation importante dans les modèles.

APPENDICE A

LISTE DES ACRONYMES

A

ARM : Atmospheric Radiation Measurement program

C

c_p : chaleur spécifique de l'air à pression constante. Pour l'air sec $c_{pd} = 1004,67 J.kg^{-1}.K^{-1}$
et pour l'air humide $c_p = c_{pd}(1 + 0,84q)$

CAPE : énergie convective potentielle disponible (Convective Available Potential Energy)

CR : convection restreinte

E

ECMWF : European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

ERBE : Earth's Radiation Budget Experiment

EUROCS : EUROpean Cloud Systems

F

F : flottabilité

G

g : gravitation (pesanteur) sur Terre ; $g \approx 9,80665 m.s^{-2}$

GCM : modèle de circulation générale (General Circulation Model)

GCSS : GEWEX Cloud System Study

GEWEX : Global Energy and Water Cycle Experiment

GPCI : GCSS Pacific Cross-section Intercomparison

I

ISCCP : International Satellite Cloud Climatology Project

ITCZ : zone de convergence inter-tropicale (Inter Tropical Convergence Zone)

J

JJA : juin-juillet-août

K

KNMI : Institut Météorologique Royal Néerlandais

L

LDC : niveau Limite de la Convection

LES : modèle de simulations aux grandes échelles de turbulences (Large Eddy Simulation)

LH : chaleur latente (Latent Heat)

LMD : Laboratoire de Météorologie Dynamique

LS : grande échelle (Large Scale)

LW : rayonnement à la surface pour les grandes longueurs d'ondes (rayonnement terrestre)

LWP : eau liquide intégrée verticalement en $g.m^{-2}$ (Liquid Water Path)

l_v : coefficient de chaleur latente d'évaporation

M

M_c : flux de masse

MRCC : Modèle Régional Canadien du Climat

N

NCA : Niveau de Condensation par Ascension

NCL : Niveau de Convection Libre

NFN : Niveau de Flottabilité Nulle

P

P : pression atmosphérique

PDF : fonction de densité de probabilité (Probability Density Function)

P_ω : Probabilité d'occurrence de la variable ω

Q

q : humidité spécifique

q_t : humidité spécifique totale

q_s : humidité spécifique de saturation

R

r : ratio de mélange

R : la constante de gaz : pour l'air sec $R_d = 287,04 J.kg^{-1}.K^{-1}$ et pour l'air humide

$R_v = 461,5 J.kg^{-1}.K^{-1}$

RCA : Rossby Centre regional Atmosphere model

RH : humidité relative

ρ : densité ($g.m^{-3}$)

S

SCM : modèle colonne (Single Column Model)

SH : chaleur sensible (Sensible Heat)

SR : humidité relative virtuelle

SST : température à la surface de l'eau (Sea Surface Temperature)

SW : rayonnement incident à la surface pour les ondes courtes (rayonnement solaire)

σ : couverture nuageuse en fraction ou pourcentage des nuages de convection restreinte

σ_F : couverture des nuages forcés (cf. 1.3)

σ_A : couverture des nuages actifs (cf. 1.3)

σ_P : couverture des nuages passifs (cf. 1.3)

σ_{TOT} : couverture nuageuse totale

T

T : température en Kelvin (K) ou en degrés(C)

θ : température potentielle

θ_e : température potentielle équivalente

θ_e : température potentielle de l'eau liquide

U

UKMO : United Kingdom Met Office

UTC : temps universel coordonné

W

ω : vitesse verticale de grande échelle

ω_{500} : vitesse verticale de grande échelle à une altitude de 500hPa

ω_* : vitesse d'échelle de convection libre

Z

Z : altitude en mètres

BIBLIOGRAPHIE

- Albrecht, B. A. 1981. « Parameterization of trade-cumulus cloud amounts », *J. Atmos. Sci.*, vol. 38, p. 97–105.
- Barkstrom, B. 1984. « The Earth Radiation Budget Experiment (ERBE) », *Bulletin of American Meteorological Society*, vol. 65, p. 1170–1185.
- Bechtold, P., E. Bazile, F. Guichard, P. Mascart, et E. Richard. 2001. « A mass-flux convection scheme for regional and global models », *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 127, p. 869–886.
- Betts, A. K. 1973. « Non-precipitating cumulus convection and its parameterization. », *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 99, p. 178–196.
- Betts, A. K. et Harshvardan. 1987. « Thermodynamic constraint on the cloud liquid water feedback in climate model. », *Journal of Geophysical Research*, vol. 92, p. 8483–8485.
- Bony, S. et al. 2004. « On dynamic and thermodynamic components of cloud changes. », *Geophysical Research Letters*, vol. 32.
- Brown, A., R. Cederwall, A. Chlond, P. Duynkerke, J. Golaz, M. Khairoutdinov, D. Lewellen, A. Lock, M. MacVean, C. Moeng, et al. 2002. « Large-eddy simulation of the diurnal cycle of shallow cumulus convection over land. », *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 128(B), p. 1075–1094.
- Caya, D. et R. Laprise. 1999. « A semi-implicit semi-Lagrangian regional model : the Canadian RCM. », *Monthly Weather Review*, vol. 127, p. 341–362.
- Cuijpers, J. M. et P. Duynkerke. 1993. « Large-eddy simulation of trade-wind cumulus clouds. », *Journal of the Atmospheric Science*, vol. 50, p. 3894–3908.
- ECMWF. 2008. Ifs documentation. <http://www.ecmwf.int/research/ifsdocs/CY28r1/index.html>.
- Emanuel, K. A. 1994. *Atmospheric convection*. Oxford University Press New York.
- GPCI. 2008. Gpci homepage. <http://www.igidl.ul.pt/cgul/projects/gpci.htm>.
- Grant, A. 2001. « Cloud-base fluxes in the cumulus-capped boundary layer », *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 127, no. 572, p. 407–421.

- Grenier, H. et C. Bretherton. 2001. « A Moist PBL Parameterization for Large-Scale Models and Its Application to Subtropical Cloud-Topped Marine Boundary Layers », *Monthly Weather Review*, vol. 129, no. 3, p. 357–377.
- Haiden, T. 1996. « Generalization of Albrecht's cumulus cloud amount parameterization. », *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 53, p. 3164–3167.
- Holle, R., J. Simpson, et S. Leavitt. 1996. « Gate b-scale cloudiness from whole-sky cameras on four us ships », *Monthly Weather Review*, vol. 107, no. 7, p. 874–895.
- (IPCC-WGI.), I. W. G. I., R. Alley, et J. Arblaster. 2007. *Climate models and their evaluation.*, chapitre 8, p. 589–662. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Jiao, Y. et C. Jones. à paraître. « Comparison studies of cloud and convection related processes simulated by the canadian regional climate model over the pacific ocean », *Monthly weather Review*.
- Jones, C. G., U. Willén, A. Ullerstig, et U. Hansson. 2004. « The Rossby Center regional atmospheric climate model Part. I : model climatology and performance for the present climate over Europe. », *Ambio*, vol. 33, p. 199–210.
- Kain, J. 2004. « The Kain-Fritsch convective parameterization : an update. », *Journal of Applied Meteorology*, vol. 43, p. 170–181.
- Kain, J. et J. Fritsch. 1990. « A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization », *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 47, no. 23, p. 2784–2802.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, B. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, R. Jenne, et D. Joseph. 1996. « The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. », *Bulletin of American Meteorological Society*, vol. 77, p. 437–471.
- Kessler, E. 1969. *On the Distribution and Continuity of Water Substance in Atmospheric Circulations*. American Meteorological Society.
- Lenderink, G. et coauthors. 2004. « The diurnal cycle of shallow cumulus clouds cover over land : a Single-Column Model intercomparison study. », *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 130, p. 3339–3364.
- Neggers, R. 2002. « Shallow cumulus convection. ». Thèse de Doctorat, Université de Wageningen.

- Neggers, R., A. Siebesma, et G. Lenderink. 2004. « An evaluation of mass flux closures for diurnal cycles of shallow cumulus. », *Monthly Weather Review*, vol. 132, p. 2525–2537.
- Ogura, Y. et H. Cho. 1973. « Diagnostic determination of cumulus cloud populations from observed large-scale variables », *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 30, no. 7, p. 1276–1286.
- Paquin, D. et R. Harvey. 2002. Les nuages dans le GCMii et le MRCCv3.7. Rapport no. Rapport interne no 3, Ouranos, Équipe Simulations climatiques.
- RNCAN. 2007. Glossaire ressources naturelles canada. http://adaptation.nrcan.gc.ca/assess/2007/ch11/index_f.php.
- Rossow, W. B. et R. A. Schiffer. 1991. « ISCCP cloud data products. », *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 72.
- Siebesma, A., C. Jakob, G. Lenderink, R. Neggers, J. Teixeira, E. Meijgaard, J. Calvo, A. Chlond, H. Grenier, C. Jones, et al. 2004. « Cloud representation in general-circulation models over the northern Pacific Ocean : A EUROCS inter-comparison study », *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 130, no. 604, p. 3245–3268.
- Stull, R. B. 1988. *An introduction to boundary layer meteorology*. Kluwer Academic Publishers.
- Tiedtke, M., W. A. Heckley, et J. Slingo. 1988. « Tropical forecasting at ECMWF : The influence of physical parametrization on the mean structure of forecasts and analyses. », *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 114, p. 639–664.
- Troen, I. B. et L. Mahrt. 1986. « A simple model of the atmospheric boundary layer ; sensitivity to surface evaporation. », *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 37, no. 1, p. 129–148.
- Xu, K.M. and Randall, D. A. 1996. « A semiempirical cloudiness parameterization for use in climate models. », *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 53.
- Zhu, P. et C. S. Bretherton. 2004. « A simulation study of shallow moist convection and its impact on the atmospheric boundary layer. », *Monthly Weather Review*, vol. 132, p. 2391–2409.